

Научная статья

УДК 551.463.6(265.51)

DOI: 10.26428/1606-9919-2023-203-601-617

EDN: CLBUPR



МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ БЕРИНГОВА МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

В.А. Лучин*

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

Аннотация. Особенности структуры межгодовой изменчивости термического состояния верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в холодный период года (с декабря по март) на свободной ото льда акватории Берингова моря рассмотрены на основании всех доступных к настоящему времени материалов глубоководных океанографических наблюдений (12 430 станций за период с 1943 по 2022 г.). Впервые (по данным временного коэффициента первой компоненты разложения полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), отражающей синхронные колебания на всей акватории) выделен статистически значимый линейный тренд, свидетельствующий о потеплении вод ВКС Берингова моря зимой за 1958–2022 гг. По результатам спектрального анализа выделены статистически значимые колебания: у первой компоненты разложения полей по ЭОФ — от квазидвухлетних до 17–20 лет, а у второй — квазидвухлетние и 3–4-летние. Линии полиномиальных трендов первой и второй компонент разложения по ЭОФ свидетельствуют о возможности существования более длительных колебаний (соответственно до 30 и 40 лет). В термическом состоянии ВКС (согласно предложенным критериям) выделены «экстремально холодные», «холодные», «нормальные» и «теплые» годы, а «экстремально теплых» лет выявлено не было.

Ключевые слова: Берингово море, океанологические наблюдения, температура морской воды, верхний квазиоднородный слой, разложение полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), межгодовая изменчивость, «холодные» годы, «нормальные» годы, «теплые» годы

Для цитирования: Лучин В.А. Межгодовая изменчивость термического состояния верхнего квазиоднородного слоя Берингова моря в зимний период // Изв. ТИНРО. — 2023. — Т. 203, вып. 3. — С. 601–617. DOI: 10.26428/1606-9919-2023-203-601-617. EDN: CLBUPR.

Original article

Interannual variability in thermal state of the upper mixed layer in the Bering Sea in winter

Vladimir A. Luchin

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
43, Baltiyskaya Street, Vladivostok, 690041, Russia
D.Sc., leading researcher, vluchin@poi.dvo.ru, ORCID 0000-0003-4136-302X

* Лучин Владимир Александрович, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, vluchin@poi.dvo.ru, ORCID 0000-0003-4136-302X.

© Лучин В.А., 2023

Abstract. Year-to-year variations of temperature in the upper mixed layer are considered for the ice-free waters of the Bering Sea in cold season (from December to March) using all data of the deep-sea oceanographic observations available to date (12,430 stations for the period from 1943 to 2022). Series of annual mean fields of the mixed layer temperature in December–March were decomposed by applying the empirical orthogonal function (EOF); dynamics of the first two components of decomposition (described in sum 50.4 % of the initial fields variability) are analyzed. The first component (32.4 % of variation) indicates synchronous oscillations over the entire sea area with the maximum contribution at the continental slope. The second component (18.0 % of variance) reflects opposite oscillations in two vast regions of the sea located along the continental slope from Cape Navarin to Alaska Peninsula and in the western, central and southern parts of the deep basin. The following statistically significant periodic oscillations are revealed by spectral analysis: quasi-biennial and those with periods of 4, 7, and 17–20 year for the 1st EOF and quasi-biennial and those with periods of 3 and 4 year for the 2nd EOF. A statistically significant linear trend to warming is detected for the time coefficient of the 1st EOF in the period of 1958–2022. Approximation of this coefficient dynamics with 6-degree polynomial function (polynomial trend) shows a tendencies to the mixed layer cooling in winters of 1969–1972 and 1992–2004 but the opposite tendencies to warming in 1973–1991 and 2005–2022. Variations of time coefficient for the 2nd EOF correspond to opposite tendencies in the areas with positive and negative values of this EOF. For the period from 1958 to 2022, winters in the Bering Sea are classified by the mixed layer temperature, taking into account the contribution of the 1st EOF only, as «warm» (1958, 1959, 1963, 1964, 1966, 1979, 1982, 1985, 1987, 1997, 2001, 2003, 2004, 2015–2018, 2020, and 2022), «normal» (1960–1962, 1965, 1967, 1968, 1970, 1971, 1974, 1978, 1980, 1981, 1983, 1986, 1989–1994, 1996, 1998, 2005–2007, 2011, 2013, 2014, 2019, and 2021), «cold» (1969, 1972, 1973, 1975–1977, 1984, 1988, 1995, 1999, 2000, 2002, 2008, and 2010), and extremely cold (2009 and 2012).

Keywords: Bering Sea, oceanographic observations, water temperature, upper mixed layer, EOF decomposition, year-to-year variation, cold year, normal year, warm year

For citation: Luchin V.A. Interannual variability in thermal state of the upper mixed layer in the Bering Sea in winter, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2023, vol. 203, no. 3, pp. 601–617. (In Russ.). DOI: 10.26428/1606-9919-2023-203-601-617. EDN: CLBUPR.

Введение

Верхний квазиоднородный слой (ВКС) является наиболее повторяющейся особенностью Мирового океана и одной из главных океанских переменных для климата, а его изменчивость влияет на физическое состояние деятельного слоя океана [Pickard and Emery, 1990]. Он формируется в результате турбулентных процессов на границе океана с атмосферой, конвективного перемешивания, разрушения поверхностных волн, поверхностного прогрева/охлаждения, ветрового и волнового перемешивания, внутриводного бокового и вертикального обмена. Все эти физические процессы создают характерный поверхностный слой с почти однородной плотностью и ее резким скачком вблизи нижней границы слоя [Alexander et al., 2000].

Основные океанские биологические и химические процессы, которые играют важную роль в климате Земли, также происходят в верхнем перемешанном слое [Falkowski et al., 1998]. 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]. Как следует из литературных данных [Chen et al., 1994; Noh et al., 2002; Zhang and Zebiak, 2002], климатология параметров ВКС необходима для представления процессов в климатических системах, для разработчиков моделей общей циркуляции океана, а также при проверке и улучшении параметризации смешанного слоя. Кроме того, климатологические оценки ВКС также могут быть полезными в биологических исследованиях [Polovina et al., 1995].

В качестве механизма, позволяющего атмосферным изменениям влиять на биологические процессы в океанических экосистемах, часто упоминаются межгодовые

колебания глубины положения нижней границы ВКС [Venrick et al., 1987; Dickson et al., 1988; Mann, 1993; Steele and Henderson, 1993; Polovina et al., 1994]. Более протяженный смешанный слой может увеличить производство фитопланктона за счет поступления питательных веществ с более глубоких горизонтов. Однако в этом случае возможно и угнетение фитопланктона при перемещении клеток на горизонты с недостаточной освещенностью. Тем не менее в большинстве исследований используются качественные связи между межгодовыми колебаниями глубины залегания нижней границы ВКС и биологическим воспроизводством.

Ранее отмечалось, что как чрезвычайно высокие, так и крайне низкие значения температуры в море могут оказаться неблагоприятными для биопродуктивности высокого уровня [Mueter et al., 2007]. Последующие исследования также показали, что более «теплые» в зимний период гидрологические условия на шельфе Берингова моря могут быть некомфортными для выживания молоди минтая первого года жизни в летне-осенний период [Heintz et al., 2013; Siddon et al., 2013]. Наблюдаются и перемещения к северу отдельных видов биологических объектов в ответ на рост температуры воды на шельфе Берингова моря [Mueter et al., 2007; Mueter, Litzow, 2008; Spencer, 2008]. В работе А.Ф. Волкова [2012] по данным наблюдений за летне-осенний период 2003–2011 гг. впервые было показано, что на шельфе восточной части Берингова моря мелкие копеподы доминировали в теплые годы, а относительно крупные — в холодные. Этот факт был также подтвержден Eisner с соавторами [2015].

К настоящему времени отсутствуют публикации о межгодовой изменчивости термического состояния ВКС Берингова моря в холодный период года. В основном это связано с суровыми метеорологическими условиями (сильный ветер, волнение и обледенение судов) и наличием ледяного покрова, препятствующими производству океанологических наблюдений. Поэтому зимнее термическое состояние деятельного слоя вод в Беринговом море в предшествующих исследованиях, как правило, оценивалось по данным наблюдений за весенне-летний период. Применение этих наблюдений обосновывалось режимными особенностями моря. Как известно [Арсеньев, 1967; Давыдов, 1972; Фигуркин, 1992; Хен, 1999а; Luchin et al., 1999], термический режим подповерхностных вод моря зависит в основном от метеорологических условий предшествующей зимы, интенсивности охлаждения деятельного слоя вод в конкретные годы, особенностей динамики вод в пределах моря и адвекции тепла тихоокеанскими водами. Более того, сезонный прогрев верхнего квазигомогенного слоя вод в весенне-летний период, как правило, не распространяется глубже 10–20 м. Также предполагалось [Давыдов, Куцых, 1968; Хен, Воронина, 1986; Хен, 1999б; Luchin et al., 2002; Лучин, Соколов, 2007], что формирующиеся зимой в деятельном слое вод аномалии температуры воды должны прослеживаться в течение конкретного года длительный срок и охватывать значительные площади.

Эти режимные особенности при исследовании межгодовых изменений термического состояния подповерхностных вод моря подтверждались в большом числе предшествующих работ. В статье Takenouti, Ohtani [1974], основанной на результатах японских исследователей, впервые были показаны изменения площади холодных придонных вод, выраженные в колебаниях юго-восточной границы холодных придонных вод на восточноберинговоморском шельфе моря (от о. Св. Лаврентия до зал. Бристоль) летом 1956–1967 гг. За границу холодных придонных вод японские исследователи приняли положение изотермы 2 °C. Затем это направление работ развили Г.В. Хен и В.Ф. Воронина [1986], которые рассмотрели более продолжительный ряд наблюдений (с 1955 по 1983 г). В качестве критерия суровости термических условий на восточноберинговоморском шельфе они использовали изменения расстояния от о. Св. Матвея до южной границы распространения изотермы 2 °C в направлении мыса Лескова (западная оконечность п-ова Аляска). Они также выявили (помимо квазидвухлетних и 11-летних колебаний) три периода аномального потепления (1955–1958, 1967–1969, 1978–1983 гг.) и два

периода аномального похолодания (1959–1961, 1972–1976 гг.). Ими определено, что воды шельфа бывают более теплые в том случае, если ось наибольшей повторяемости дней с циклонами над северной частью Тихого океана и Беринговым морем ориентирована с юго-запада на северо-восток (преобладание меридиональных процессов). В аномально холодные годы ось наибольшей повторяемости дней с циклонами проходит южнее Алеутских островов и имеет широтную ориентацию (преобладание зональных процессов). В результате, по мнению этих авторов, на восточную часть Берингова моря вторгаются холодные арктические воздушные массы и происходит интенсивное выхолаживание шельфовых вод моря. Затем для ряда наблюдений с 1955 по 1989 г. и по аналогичной методике оценки межгодовых изменений термических условий придонных вод шельфа Г.В. Хен [1999б] выполнил типизацию лет на аномально холодные, умеренно холодные, нормальные, умеренно теплые и аномально теплые, отметив, что в течение последних 35 лет фазы потепления в восточной части Берингова моря всегда совпадали с эпохами максимальной солнечной активности. Более того, им было установлено, что ледовитость Берингова моря достаточно надежно отражает тепловое состояние юго-восточной части моря не только зимнего, но и весенне-летнего периодов.

Е.О. Басюк [2009] использовал материалы гидрологических съёмок, выполненных на северо-западе Берингова моря (в пределах российской экономической зоны) в августе–сентябре 1995–2008 гг. Для характеристики изменчивости размеров холодного пятна им было выбрано положение нулевой изотермы, ограничивающей область отрицательных температур на горизонте 50 м и у дна. Он сделал вывод, что юго-западная граница пятна переохлажденных вод может в отдельные годы существенно сдвигаться и служить хорошим показателем термического состояния вод северо-западной части моря.

Межгодовые колебания температуры воды западной части Берингова моря представлены в публикациях И.В. Давыдова и А.Г. Куцых [Давыдов, Куцых, 1968; Давыдов, 1972]. За индикатор термического состояния вод исследователи приняли значения температуры в ядре холодных подповерхностных вод на Авачинском разрезе. И.В. Давыдов [1972] из 14-летнего периода (1957–1970 гг.) выделил теплые годы (1959, 1960, 1963, 1964, 1968) и холодные (1957, 1958, 1961, 1962, 1966, 1967, 1969). Он также утверждал, что теплосодержание холодных подповерхностных вод в западной части Берингова моря является следствием интенсивности адвекции тепла течениями и суровости предшествующей зимы. Ю.И. Зуенко и Е.О. Басюк [2017] рассмотрели изменения аномалий температуры воды на горизонте 50 м в западной части шельфа Берингова моря с 1998 по 2015 г. По их данным (если использовать значения аномалий температуры воды больше +1,0 и меньше –1,0 °C) термическое состояние рассматриваемого района было повышенным в 2001–2005 гг. и пониженным в 1999, 2008, 2009 и 2012 гг.

По данным реанализа аномалий поверхностной температуры И.Д. Ростов с соавторами [2018] рассмотрели межгодовые колебания для холодного сезона (ноябрь–апрель) с 1982 по 2016 г. в прибрежных акваториях и прилегающих районах западной части Берингова моря и Камчатки. Проведенные исследования позволили выявить региональные особенности межгодовой изменчивости термических условий глубоководной западной части Берингова моря и дать количественную оценку их современных тенденций.

Для оценки межгодовых изменений термического состояния подповерхностных вод Берингова моря в целом также использовались значения аномалий температуры воды в слое остаточного зимнего охлаждения вод за май–август [Luchin et al., 2002; Лучин, Соколов, 2007]. Предложенный подход позволил выделить в термическом режиме подповерхностных вод Берингова моря за исследуемые периоды теплые, холодные и нормальные в гидрологическом отношении зимы.

В заключение следует отметить, что оценки межгодовой изменчивости деятельного слоя вод, полученные по данным в конкретных точках и на отдельных разрезах, по

съемкам локальных акваторий и за конкретные годы (даже экстремальные), не в полной мере отражают весь спектр межгодовых вариаций термического состояния вод моря.

Целью настоящей работы является выявление особенностей в структуре межгодовой изменчивости термического состояния верхнего квазиоднородного слоя Берингова моря в зимний период с использованием наиболее полного 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, СТД-наблюдения, данные дрейфующих буев проекта Argo, батитермографные (МВТ) наблюдения и данные отрывных зондов (ХВТ)).

Вначале была проведена процедура исключения дублей станций, что неизбежно при обобщении массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Затем в программе Ocean Data View [Schlitzer, Reiner, Ocean Data View, <https://odv.awi.de>, 2023] отбраковывались недостоверные значения с учетом региональных особенностей моря.

Анализ имеющихся данных показал, что в настоящее время информации за любой месяц (не только зимой, но и летом) недостаточно для исследования межгодовой изменчивости термического состояния вод моря, поэтому периоды обобщения информации, как правило, существенно расширяются. Ранее [Лучин, 2019] было установлено, что ВКС Берингова моря по средним многолетним месячным данным максимально заглублен (с минимальной температурой) с декабря по март, поэтому после исключения дублирующих станций и недостоверной информации в результирующем океанографическом массиве были оставлены данные с декабря по март (12 430 станций за период с 1943 по 2022 г.). Затем на всех станциях проведена интерполяция значений температуры и солёности на горизонты, кратные 5 м.

ВКС — довольно произвольное понятие, и единых, общепризнанных критериев для его выделения не существует [Polovina et al., 1995]. Определение его характеристик основано на различных измеряемых и рассчитываемых параметрах (температура, солёность, плотность) с различными временными масштабами (от суточного до месячного [de Boyer Montegut et al., 2004]. Неоднократно предпринимаемые попытки произвести глобальную оценку глубины распространения ВКС [например, Monterey and Levitus, 1997; Kara et al., 2003] показали некоторые трудности в установлении объективных и глобальных критериев для адекватного определения параметров ВКС.

Для определения нижней границы ВКС по данным вертикального распределения температуры и солёности *in situ* был использован ряд критериев, которые можно разделить на две основные группы. К первой группе относятся критерии, основанные на различиях свойств, а нижняя граница ВКС в этом случае определяется как глубина, где используемый параметр изменился от значения опорной поверхности на постоянную величину [de Boyer Montegut et al., 2004; Dong et al., 2008; Holte, Talley, 2009]. При данном подходе определения нижней границы ВКС использовались довольно широкие пределы по температуре воды и потенциальной плотности для различных районов Мирового океана. Например, применяемые пороговые значения температуры варьируют от 0,1 до 1,0 °C [Monterey and Levitus, 1997; Kara et al., 2000; de Boyer Montegut et al., 2004; Dong et al., 2008].

Используемые пределы потенциальной плотности также варьируют в широком диапазоне — от 0,005 до 0,50 кг/м³ [Monterey and Levitus, 1997; de Boyer Montegut et al., 2004].

При втором подходе (определения параметров ВКС) используются градиентные методы. Они основаны на данных наблюдений, из которых следует, что на нижней границе ВКС существенно возрастают вертикальные градиенты океанографических параметров [Polovina et al., 1995]. В этом случае нижняя граница ВКС определяется как глубина, где вертикальный градиент используемого параметра равен или превышает пороговое значение [Dong et al., 2008]. Отмечается также, что наиболее часто используемые значения градиентов плотности варьируют от 0,0005 до 0,050 кг/м⁴, а градиенты температуры принимаются равными 0,025 °C/м [Dong et al., 2008].

Для исключения суточных колебаний характеристик, связанных с нагревом и охлаждением поверхности океана, в качестве реперного горизонта при определении вертикальной протяженности ВКС предлагалось использовать данные наблюдений на глубине 10 м [de Boyer Montegut et al., 2004; Dong et al., 2008].

Известно [de Boyer Montegut et al., 2004], что повышенные пороговые значения — 0,5 °C [Monterey and Levitus, 1997] и 0,8 °C [Kara et al., 2000] — приводят к заглублению нижней границы ВКС. Аналогичным образом меньшие значения критериев (например, 0,1 °C и 0,01 кг/м³) приводят к уменьшению нижней границы ВКС и зависят от выбросов на профилях в пределах ВКС [Dong et al., 2008]. Чаще всего выбор этих двух важнейших величин (горизонт, на котором принимается опорное значение, а также предельный допуск температуры, солёности или плотности) является довольно произвольным. Только однажды при выборе критериев для определения нижней границы ВКС и корректировки получаемых результатов было проведено визуальное исследование тысяч профилей реальных наблюдений [Sprintall and Roemmich, 1999].

При сравнении результатов расчетов с использованием критериев различий и градиентов сделано заключение, что результаты расчетов с использованием критериев разности более стабильны [Brainerd and Gregg, 1995; Thomson, Fine, 2003].

В настоящей работе вертикальная протяженность ВКС определялась как слой воды с относительно однородным распределением температуры по вертикали. Его нижняя граница на каждой станции была определена, как и ранее [Monterey and Levitus, 1997; Sprintall and Roemmich, 1999; de Boyer Montegut et al., 2004; Dong et al., 2008; Лучин, 2019], по вертикальным распределениям температуры воды с декабря по март.

За опорный горизонт принята глубина 10 м, а в качестве критериев для определения нижней границы ВКС принимались фиксированные значения от 0,1 до 1,0 °C (с шагом 0,1 °C). Для каждого из 10 вариантов расчета нижней границы ВКС на каждой станции определялся слой, в котором температура воды не выходила за пределы (по абсолютному значению) температуры опорного горизонта и принятого варианта критерия. Затем на конкретной станции и для каждого из критериев рассчитывалось среднее взвешенное значение температуры от поверхности до нижней границы ВКС.

В результате были получены 10 вариантов расчета параметров ВКС (глубина нижней границы и средняя взвешенная температура) для всех 12 430 станций с 1943 по 2022 г. По корреляционным соотношениям наиболее близкие результаты определения нижней границы ВКС были получены для диапазона критериев от 0,2 до 0,5 °C. Это хорошо согласуется с особенностями океанологического режима Берингова моря. В южной и в юго-восточной частях моря (за счет интенсивного вертикального перемешивания теплых тихоокеанских вод в проливах Алеутской гряды) в холодный период года формируется практически гомогенное распределение температуры до больших глубин со значениями до 6–8 °C. Поэтому применение критериев, равных 10 % от поверхностных значений температуры, а также фиксированных значений более 0,5 °C, приводит в этом районе моря к нереально большому заглублению нижней границы ВКС (до 800–1500 м). Более того, в холодный период года на акваториях, где температура воды близка к нулевым значениям (кромка восточоберинговоморского шельфа), при использовании критерия 10 % (относительно приповерхностных значений температуры воды) можно получить нереально малую глубину нижней границы ВКС (это актуально даже

при незначительных «выбросах» на вертикальных профилях температуры). Отметим также, что в холодный период года (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, равных 10 % от поверхностных значений температуры, а также фиксированных значений менее 0,2 °C, в холодный период года мы можем определить синоптические вариации верхней части ВКС, а не его полную глубину.

На заключительном этапе расчета параметров ВКС на каждой океанологической станции выполнялось осреднение параметров (глубины нижней границы и средней взвешенной температуры ВКС) по 4 вариантам расчетов (для диапазона критериев от 0,2 до 0,5 °C). Такой многоэтапный подход с элементами ручной обработки и субъективного анализа позволил исключить из анализа нереально заниженные или завышенные значения нижней границы ВКС.

Затем в трапециях со сторонами 1,5° по меридиану и 3,0° по параллели находились средние многолетние месячные значения температуры в ВКС, а также значения их аномалий на каждый год с 1943 по 2022 г. При расчетах средних многолетних месячных статистических характеристик во всех трапециях для нормирования вклада суточных, многосерийных станций, а также возможных дублированных значений выполнялась следующая операция. Вначале в каждой трапеции проводилось осреднение всех данных, выполненных за конкретные сутки. Полученные средние значения за сутки в дальнейших расчетах климатических величин принимались с единичным вкладом.

Если в конкретном году имелись аномалии за несколько месяцев, то проводилось их осреднение. Отметим также, что, несмотря на сравнительно большие размеры трапеций, в полученных рядах имелись пропуски данных. Эта проблема, как и в работе ранее [Лучин, Жигалов, 2006], решалась в два этапа. Вначале были использованы регрессионные соотношения, основанные на корреляционном анализе данных (с учетом значимости коэффициентов корреляции). Оставшиеся пропуски данных (после выполнения корреляционной процедуры восстановления недостающих значений) восстанавливались одновременно с разложением исходных полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), для чего был использован метод оптимизации, основанный на итерационных схемах расчета [Тихонов, Арсенин, 1979; Плотников, 1988].

На первом этапе анализа многолетней изменчивости полученных временных рядов оценивалось наличие трендовой составляющей. Для этой цели использовали фильтр, выделяющий линейную функцию времени из смеси с белым шумом [Плотников, 2003]. Затем проводился спектральный анализ анализируемых рядов. При этом для корректности получаемых спектральных оценок предварительно проводилась фильтрация трендовых составляющих. Анализ частотных спектров временных рядов получен методом максимальной энтропии [Привальский, 1985]. Все расчеты проведены для 95 %-ного уровня значимости.

Для выделения аномальных периодов в термическом состоянии ВКС моря достаточно подвергнуть анализу временной ряд первой компоненты разложения полей аномалий температуры, которая характеризует наиболее крупномасштабные процессы и синхронные изменения в пределах исследуемой акватории. В соответствии с объемом выборки количество градаций было ограничено 5 категориями [Елисеева, Юзбашев, 2004]: «экстремально холодные», «холодные», «нормальные», «теплые» и «экстремально теплые» годы. В категорию нормальных лет попадают значения, для которых выполняется соотношение $|\Delta T| < 0,674 \sigma$, где ΔT — произведение соответствующих временной и пространственной функций разложения аномалий температуры воды, а σ — среднее квадратическое отклонение этой величины. Для холодных лет $-2,0 \sigma < \Delta T < -0,674 \sigma$; для экстремально холодных $\Delta T < -2,0 \sigma$; для теплых $0,674 \sigma < \Delta T < 2,0 \sigma$; для экстремально теплых $2,0 \sigma < \Delta T$.

Результаты и их обсуждение

Метод разложения полей по ЭОФ позволяет аппроксимировать происходящие в природе процессы рядом пространственно-временных колебаний различной статистической повторяемости. Перед исследователями, которые анализируют результаты разложения гидрометеорологических полей по ЭОФ, как правило, стоит задача отбора некоторого количества значимых собственных векторов. Обоснованных и общепринятых критериев для формализации этой проблемы в специальной литературе пока не существует. Все сводится к фразе, что наиболее целесообразно к анализу принимать первые несколько компонент, которым авторы работ могут дать определенную физическую интерпретацию.

Климатические изменения, как правило, определяются первой компонентой разложения, объясняющей изменения в пределах всего рассматриваемого региона и представляющей информацию об основных крупномасштабных изменениях исследуемых полей. Дополнительно и наиболее полно рассматриваются физические процессы, связанные с формированием вторых собственных векторов. Последующие более мелкомасштабные составляющие формируются под влиянием множества локальных факторов, и их строгая физическая интерпретация обычно затруднена. Они отражают перераспределение термического потенциала между отдельными регионами моря, поэтому их следует учитывать при оценке режима акваторий, значительная часть которых подвержена влиянию экстремумов отдельных компонент ЭОФ.

Для анализа межгодовой изменчивости термического состояния ВКС Берингова моря в холодный период года были использованы две первые составляющие разложения по ЭОФ, аккумулирующие 50,4 % информации об изменчивости исходных полей (рис. 1). В поле первого собственного вектора, который отражает 32,4 % межгодовой изменчивости, выделяются синхронные колебания на всей исследуемой акватории (о чем свидетельствует неизменность знака в поле ее пространственного распределения) с максимальными значениями (до 0,6–0,8) у материкового склона. По направлению к кромке льда, а также по мере продвижения к проливам Алеутско-Командорской гряды вклад первой компоненты снижается до 0,1–0,2 (рис. 1, а).

Вторая компонента, вклад которой составляет 18 % дисперсии, отражает противофазные (если следовать положению областей с различными знаками) колебания на свободной от льда акватории Берингова моря. Область с положительными значениями располагается вдоль материкового склона (с прилегающей глубоководной частью шельфа) от мыса Наварин до юго-западной оконечности Аляски, а также включает крайнюю юго-восточную часть глубоководной котловины моря. Обширная область с отрицательными значениями (в пространственном распределении второй компоненты разложения) располагается в западной, центральной и южной частях глубоководной котловины моря (рис. 1, б). Вклад второй компоненты разложения проявляется следующим образом. Если в регионе с положительными значениями будет наблюдаться потепление (по сравнению с климатическими данными или предшествующими годами), то в регионе с отрицательными значениями в поле пространственного распределения будет похолодание.

В распределении первых двух временных функций разложения по ЭОФ полей аномалий температуры воды в ВКС Берингова моря прослеживается ряд квазипериодических циклов (рис. 2). По результатам спектрального анализа выделены следующие статистически значимые колебания: у первой компоненты — квазидвухлетние, 4- и 7-летние, а также более длительные — около 17–20 лет; у второй компоненты — квазидвухлетние и 3–4-летние.

Однако с полным основанием, учитывая продолжительность использованных наблюдений (1958–2022 гг.), можно выделить только 2–3-, 4–6- и 7-летнюю периодичности. Квазидвухлетнюю периодичность обычно связывают с изменениями во взаимодействии основных центров действия атмосферы. Периодичности от 4–6 до 7

лет удовлетворительно согласуются с периодами обращения водных масс в северитихоокеанской системе течений, а также с периодами проявления Эль-Ниньо. Наличие пиков спектральной плотности на периодах 17–20 лет, возможно, связано с гелиогеофизическими факторами, отмечаемыми во многих климатических системах.

Для длины ряда 65 лет критическое значение величины достоверности аппроксимации трендов (R^2) равно 0,0625 (на 95 %-ном уровне значимости). Поэтому для временного коэффициента первой компоненты разложения по ЭОФ статистически значимы обе трендовые оценки аппроксимации временного ряда (как линейная, так и

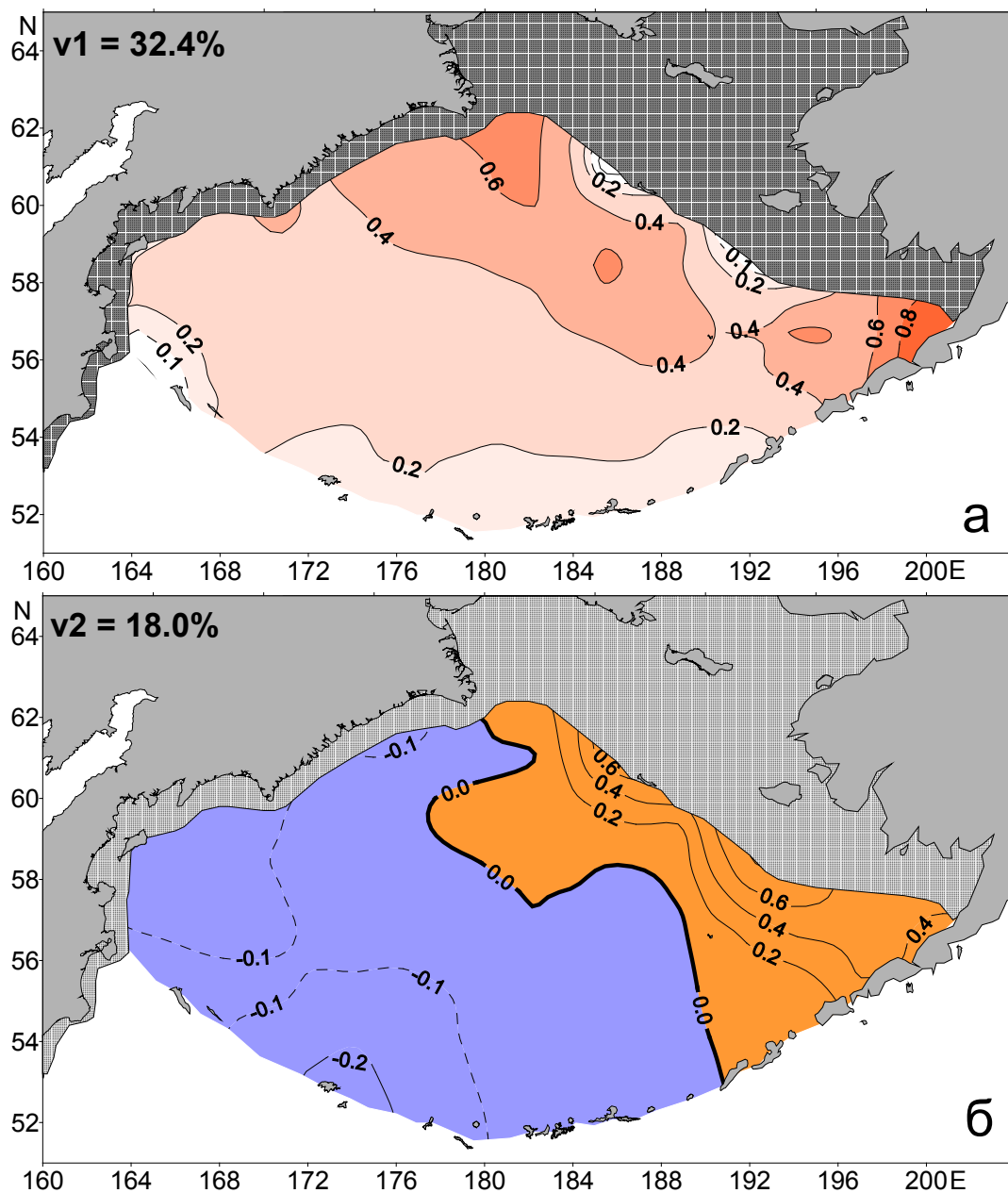


Рис. 1. Пространственные распределения первых двух компонент (а — первая, б — вторая) разложения по ЭОФ полей аномалий температуры воды в ВКС Берингова моря (заштрихованная акватория — среднее многолетнее распределение ледяного покрова в январе)

Fig. 1. Spatial distribution of the first two EOF for the upper mixed layer temperature fields in the Bering Sea (а — EOF-1, б — EOF-2). The mean ice-covered area in January is shaded

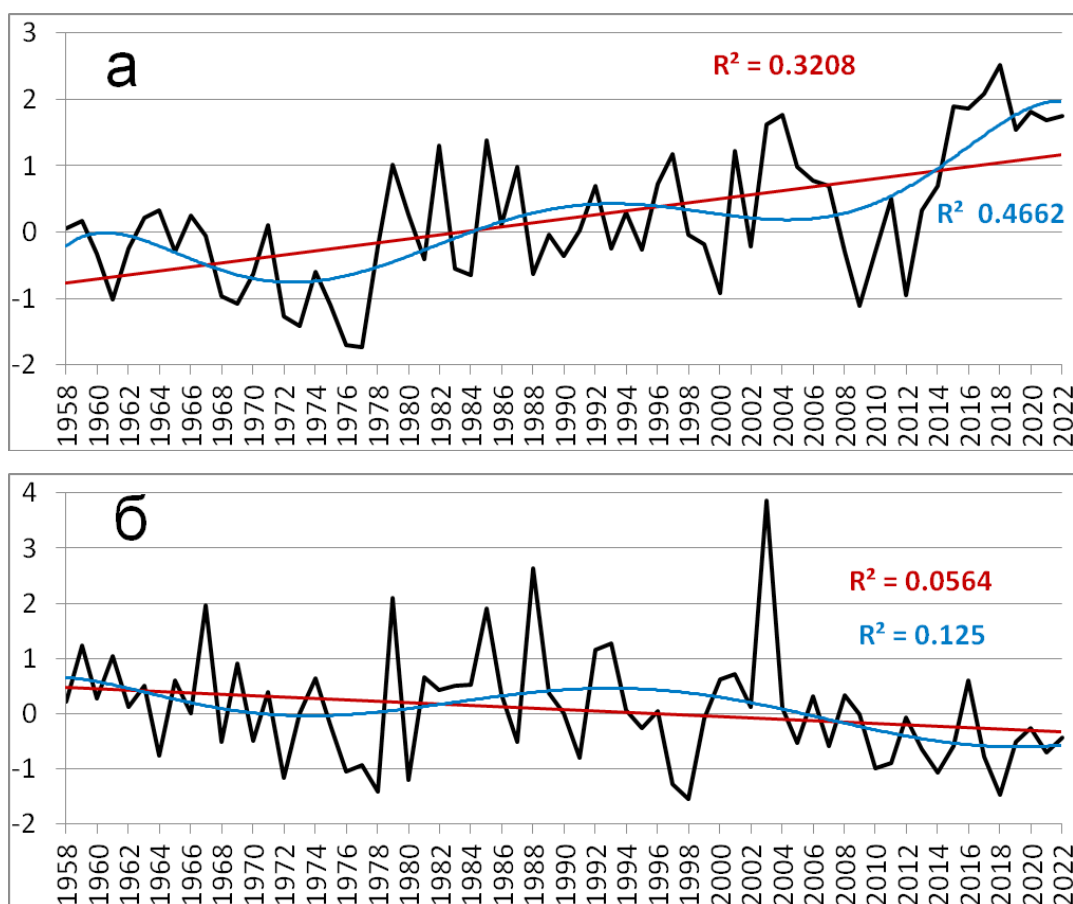


Рис. 2. Первые две временные функции (а — первая, б — вторая) разложения по ЭОФ полей аномалий температуры воды в ВКС Берингова моря (красный цвет линий — линейные тренды; синий — полиномиальные тренды 6-й степени)

Fig. 2. Dynamics of time coefficients for the first two EOF for the upper mixed layer temperature fields in the Bering Sea (а — EOF-1, б — EOF-2). Linear trends are shown by red lines, approximations with 6-degree polynomial function are shown by blue lines

полиномиальная 6-й степени (рис. 2, а)). Линейный тренд свидетельствует о потеплении вод ВКС на всей акватории Берингова моря зимой за исследуемый период (1958–2022 гг.), а полиномиальный — о наличии долговременных тенденций (потепления/похолодания) с возможной периодичностью примерно 30 лет. Линия полиномиального тренда ряда первого временного коэффициента показала (рис. 2, а), что в 1969–1972 и 1992–2004 гг. наблюдалось снижение теплового состояния ВКС в зимний период. Периоды потепления ВКС выделяются с 1973 по 1991, а также с 2005 по 2022 г.

У временного ряда второй компоненты, как видно на рис. 2 (б), статистически значим только полиномиальный тренд 6-й степени. Он свидетельствует о наличии долговременных и разнонаправленных тенденций (потепления/похолодания в регионах с положительными и отрицательными значениями (см. рис. 1, б)) с возможной периодичностью примерно 40 лет. Причем в регионе с положительными значениями пространственного распределения второй компоненты (у материкового склона и в юго-восточной части глубоководной котловины моря) период потепления выделяется с 1985 по 2005 г. В обширной области с отрицательными значениями (западная, центральная и южная части глубоководной котловины моря (рис. 1, б)) периоды потепления наблюдаются с 1964 по 1980, а также с 2010 по 2022 г.

Перед процедурой выделения аномальных периодов в термическом состоянии ВКС Берингова моря из временного ряда первой компоненты разложения полей аномалий температуры по ЭОФ (см. рис. 2, а) был удален линейный тренд. Обоснованием для этого является особенность поля пространственного распределения первой компоненты. Как видно на рис. 1 (а), на исследуемой акватории ее вклад неодинаков (различия достигают 6–8 раз). Минимальный вклад первой компоненты (со значениями 0,1–0,2) проявляется у проливов Командорско-Алеутской гряды и у кромки льда на северо-востоке исследуемой акватории. По мере удаления от этих двух регионов моря происходит рост значений этой компоненты (с максимумом у восточноберинговоморского склона).

В рамках предложенной классификации (по вкладу только первой компоненты разложения) в термическом режиме ВКС всей акватории Берингова моря с 1958 по 2022 г. были выделены теплые по термическим условиям годы — 1958, 1959, 1963, 1964, 1966, 1979, 1982, 1985, 1987, 1997, 2001, 2003, 2004, 2015–2018, 2020, 2022. К нормальным были отнесены годы 1960–1962, 1965, 1967, 1968, 1970, 1971, 1974, 1978, 1980, 1981, 1983, 1986, 1989–1994, 1996, 1998, 2005–2007, 2011, 2013, 2014, 2019, 2021. Холодными были годы 1969, 1972, 1973, 1975–1977, 1984, 1988, 1995, 1999, 2000, 2002, 2008, 2010. Экстремально холодными были годы 2009 и 2012, а экстремально теплых лет выявлено не было.

Сравнение результатов проведенного исследования (на основе выполненной типизации ряда с 1958 по 2022 г.) с ранее полученными результатами показало следующее. Хорошее соответствие (до 70 % совпадений) было получено с данными работы Ю.И. Зуенко, Е.О. Басюка [2017]. Сравнение с результатами других исследований [Лучин, Соколов, 2007; Волков, 2016; Ростов и др., 2018] показало только соответственно 61, 54 и около 50 % случаев совпадений. Меньше половины совпадений получено с результатами работ И.В. Давыдова [1972], Г.В. Хена, В.Ф. Ворониной [1986], Г.В. Хена [1999б]. Полученные результаты можно объяснить следующими факторами. Все представленные работы основывались на различной длительности использованных рядов, разных пространственных масштабах используемой информации, а также рассматривались данные за различные месяцы весенне-летнего периода. В предшествующих работах [например, Давыдов, 1972; Хен, Воронина, 1986; Хен, 1999б] также применялись и различные критерии для типизации полученных авторами временных рядов. Все это еще раз подтверждает тот факт, что оценки межгодовой изменчивости деятельного слоя вод, полученные по данным в конкретных точках и по отдельным разрезам, а также по съемкам локальных акваторий и за конкретные годы (даже экстремальные), не в полной мере отражают весь спектр межгодовых вариаций термического состояния вод моря.

Заключение

Для зимнего периода выявлены крупномасштабные закономерности в структуре межгодовой изменчивости ВКС Берингова моря, которые объясняются двумя первыми составляющими разложения полей аномалий температуры воды по ЭОФ (50,4 % информации об изменчивости исходных полей). Первая составляющая (32,4 % изменчивости) определяет синхронные колебания на всей акватории моря с максимальным вкладом у материкового склона. Вторая компонента (18,0 % дисперсии) свидетельствует о противофазных колебаниях двух обширных регионов моря. Первый расположен вдоль материкового склона от мыса Наварин до юго-западной оконечности Аляски, а также включает крайнюю юго-восточную часть глубоководной котловины моря. Второй регион располагается в западной, центральной и южной частях глубоководной котловины моря.

Для межгодовой изменчивости ВКС Берингова моря характерны статистически значимые колебания с периодами от квазидвухлетних до 17–20 лет. Линия полиномиального тренда временного ряда первой компоненты разложения показала, что на всей акватории Берингова моря в 1969–1972 и 1992–2004 гг. наблюдалось понижение

теплового состояния ВКС в зимний период. Периоды потепления ВКС выделены с 1973 по 1991, а также с 2005 по 2022 г. Полиномиальный тренд временного ряда второй компоненты свидетельствует о наличии долговременных и разнонаправленных тенденций (потепления/похолодания) в регионах с положительными и отрицательными значениями в поле ее пространственного распределения. По данным временного коэффициента первой компоненты разложения полей по ЭОФ выделен статистически значимый линейный тренд. Он свидетельствует о потеплении вод ВКС на всей акватории Берингова моря зимой за 1958–2022 гг.

В рамках предложенной классификации (по вкладу только первой компоненты разложения) в термическом режиме ВКС Берингова моря с 1958 по 2022 г. были выделены «теплые», «нормальные», «холодные» и «экстремально холодные» по термическим условиям годы. «Экстремально теплых» лет за исследуемый период не выявлено.

Благодарности (ACKNOWLEDGEMENTS)

Автор выражает искреннюю благодарность рецензентам за их конструктивные замечания и предложения по корректировке текста статьи.

The author is sincerely grateful to reviewers of the manuscript for their constructive comments and useful suggestions for the text correction.

Финансирование работы (FUNDING)

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы НИР ТОИ ДВО РАН «Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов», рег. № 121021700346-7.

The study is carried out within the framework of the state budget topic of Pacific Oceanological Institute “Study of the main processes that determine the state and variability of oceanological characteristics in the marginal seas of Asia and adjacent areas of the Pacific and Indian Oceans”, No. 121021700346-7.

Соблюдение этических стандартов (COMPLIANCE WITH ETHICAL STANDARDS)

Все применимые международные, национальные и/или институциональные принципы ухода и использования животных были соблюдены.

Отсутствует потенциальный конфликт интересов в принадлежности данных.

All applicable international, national, and/or institutional guidelines for care and use of animals were implemented.

No potential conflict of interest is reported by the author.

Список литературы

Арсеньев В.С. Течения и водные массы Берингова моря : моногр. — М. : Наука, 1967. — 135 с.

Басюк Е.О. Динамика вод и особенности сезонной и межгодовой трансформации низкотемпературных вод северо-западной части Берингова моря // *Вопр. промысл. океанол.* — 2009. — Вып. 6, № 1. — С. 222–238.

Волков А.Ф. Результаты исследований зоопланктона Берингова моря по программе NPAFC (экспедиция «BASIS»). Часть 1. Восточные районы // *Изв. ТИНРО.* — 2012. — Т. 169. — С. 45–66.

Волков А.Ф. Элементарная трофология тихоокеанских лососей в Беринговом море. Видовые и региональные отличия. Обеспеченность пищей при различных условиях среды // *Изв. ТИНРО.* — 2016. — Т. 187. — С. 162–186. DOI: 10.26428/1606-9919-2016-187-162-186.

Давыдов И.В. К вопросу об океанологических основах формирования урожайности отдельных поколений сельди западной части Берингова моря // *Изв. ТИНРО.* — 1972. — Т. 82. — С. 281–307.

Давыдов И.В., Куцых А.Г. Температура ядра холодного промежуточного слоя как прогностический показатель термического состояния вод, прилегающих к Камчатке // Изв. ТИНРО. — 1968. — Т. 64. — С. 301–308.

Елисеева И.И., Юзбашев М.М. Общая теория статистики : учеб. / под ред. И.И. Елисеевой. — 5-е изд., перераб. и доп. — М. : Финансы и статистика, 2004. — 656 с.

Зуенко Ю.И., Басюк Е.О. Влияние изменений океанологических условий на состав и обилие зоопланктона в наваринском промысловом районе Берингова моря и их значение для российского минтаевого промысла // Изв. ТИНРО. — 2017. — Т. 189. — С. 103–120. DOI: 10.26428/1606-9919-2017-189-103-120.

Лучин В.А. Средние многолетние параметры верхнего квазиоднородного слоя Берингова моря (нижняя граница, температура, соленость) и их внутригодовая изменчивость // Изв. ТИНРО. — 2019. — Т. 199. — С. 214–230. DOI: 10.26428/1606-9919-2019-199-214-230.

Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Изв. ТИНРО. — 2006. — Т. 147. — С. 183–204.

Лучин В.А., Соколов О.В. Межгодовая изменчивость и возможность прогноза термического состояния деятельного слоя вод Берингова моря // Изв. ТИНРО. — 2007. — Т. 151. — С. 312–337.

Плотников В.В. Использование алгоритмов многоцелевой оптимизации при решении задач гидрометеорологических (ледовых) прогнозов // Метеорол. и гидрол. — 1988. — № 8. — С. 57–66.

Плотников В.В. Эволюция ледовых условий дальневосточных (Японское, Охотское, Берингово) морей России во второй половине XX века // Вестн. ДВО РАН. — 2003. — № 2. — С. 126–133.

Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры) : моногр. — М. : Наука, 1985. — 184 с.

Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А. Тенденции климатических изменений термических условий в прибрежных акваториях западной части Берингова моря и прилегающих районах за последние десятилетия // Изв. ТИНРО. — 2018. — Т. 193. — С. 167–182. DOI: 10.26428/1606-9919-2018-193-167-182.

Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач : моногр. — М. : Наука, 1979. — 288 с.

Фигуркин А.Л. Некоторые особенности формирования и распространения вод ХПС в западной части Берингова моря // Океанологические основы биологической продуктивности северо-западной части Тихого океана. — Владивосток : ТИНРО, 1992. — С. 20–29.

Хен Г.В. Пространственно-временная характеристика вод Анадырского залива и прилегающей области шельфа в летне-осенний период // Изв. ТИНРО. — 1999а. — Т. 126. — С. 587–602.

Хен Г.В. Межгодовая изменчивость // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 10 : Берингово море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — СПб. : Гидрометеиздат, 1999б. — С. 101–105.

Хен Г.В., Воронина В.Ф. Межгодовые колебания южной границы холодных шельфовых вод восточной части Берингова моря в связи с крупномасштабной синоптической изменчивостью // Тр. ДВНИГМИ. — 1986. — Вып. 125. — С. 10–20.

Alexander M.A., Scott J.D. and Deser C. Processes that influence sea surface temperature and ocean mixed layer depth variability in a coupled model // J. Geophys. Res. — 2000. — Vol. 105, № C7. — P. 16823–16842. DOI: 10.1029/2000JC900074.

Brainerd K.E. and Gregg M.C. Surface mixed and mixing layer depths // Deep-Sea Res. I. — 1995. — Vol. 42, Iss. 9. — P. 1521–1543. DOI: 10.1016/0967-0637(95)00068-H.

Chen D., Busalacchi A.J., Rothstein L.M. The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean // J. Geophys. Res. — 1994. — Vol. 99, Iss. C10. — P. 20345–20359. DOI: 10.1029/94JC01621.

de Boyer Montegut C., Madec G., Fischer A.S. et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // J. Geophys. Res. — 2004. — Vol. 109, Iss. C12. DOI: 10.1029/2004JC002378.

Dickson R.R., Kelly P.M., Colebrook J.M. et al. North winds and production in the eastern North Atlantic // Journ. Plankton Res. — 1988. — Vol. 10, Iss. 1. — P. 151–169. DOI: 10.1093/plankt/10.1.151.

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.

- Eisner L.B., Siddon E.C., Strasburger W.W.** Spatial and temporal changes in assemblage structure of zooplankton and pelagic fish in the eastern Bering Sea across varying climate conditions // Изв. ТИНРО. — 2015. — Т. 181. — С. 141–160. DOI: 10.26428/1606-9919-2015-181-141-160.
- 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.
- Heintz R.A., Siddon E.C., Farley E.V.Jr., Napp J.M.** Correlation between recruitment and fall condition of age-0 walleye pollock (*Theragra chalcogramma*) from the eastern Bering Sea under varying climate conditions // Deep-Sea Res. II. — 2013. — Vol. 94. — P. 150–156. DOI: 10.1016/j.dsr2.2013.04.006.
- 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 C.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.
- Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E.** Mixed layer depth variability over the global ocean // J. Geophys. Res. — 2003. — Vol. 108, Iss. C3. DOI: 10.1029/2000JC000736.
- 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.
- Luchin V.A., Semiletov I.P., Weller G.E.** Changes in the Bering Sea region: atmosphere-ice-water system in the second half of the twentieth century // Progress in Oceanography. — 2002. — Vol. 55, Iss. 1/2. — P. 23–44. DOI: 10.1016/S0079-6611(02)00068-X.
- Mann K.H.** Physical oceanography, food chains and fish stocks: a review // ICES J. Mar. Sci. — 1993. — Vol. 50, Iss. 2. — P. 105–119. DOI: 10.1006/jmsc.1993.1013.
- Monterey G. and Levitus S.** Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean : NOAA Atlas NESDIS 14. — Washington, D.C. : Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 1997. — 96 p.
- Mueter F.J., Hunt G.L.Jr., Litzow M.A.** The Eastern Bering Sea shelf: a highly productive seasonally ice-covered sea : ICES CM2007/D:04. — 2007. — 10 p.
- Mueter F.J., Litzow M.A.** Sea ice retreat alters the biogeography of the Bering Sea continental shelf // Ecol. Appl. — 2008. — Vol. 18, Iss. 2. — P. 309–320. DOI: 10.1890/07-0564.1.
- Noh Y., Jang C.J., Yamagata T. et al.** Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model // J. Phys. Oceanogr. — 2002. — Vol. 32. — P. 1284–1307.
- 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.
- Pickard G.L. and Emery G.W.** Descriptive Physical Oceanography: An Introduction. — N.Y. : Elsevier, 1990. — 320 p.
- Polovina J.J., Mitchum G.T., Evans G.T.** Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960–88 // Deep-Sea Res. I. — 1995. — Vol. 42, Iss. 10. — P. 1701–1716. DOI: 10.1016/0967-0637(95)00075-H.
- Polovina J.J., Mitchum G.T., Graham N.E. et al.** Physical and biological consequences of a climate event in the central North Pacific // Fish. Oceanogr. — 1994. — Vol. 3, Iss. 1. — P. 15–21. DOI: 10.1111/j.1365-2419.1994.tb00044.x.
- Siddon E.C., Kristiansen T., Mueter F.J. et al.** Spatial match-mismatch between juvenile fish and prey provides a mechanism for recruitment variability across contrasting climate conditions in the eastern Bering Sea // PLoS ONE. — 2013. — Vol. 8(12). e84526. DOI: 10.1371/journal.pone.0084526.
- Spencer P.D.** Density-independent and density-dependent factors affecting temporal changes in spatial distributions of eastern Bering Sea flatfish // Fish. Oceanogr. — 2008. — Vol. 17, Iss. 5. — P. 396–410. DOI: 10.1111/j.1365-2419.2008.00486.x.
- Sprintall J. and Roemmich D.** Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean // J. Geophys. Res. — 1999. — Vol. 104, Iss. C10. — P. 23297–23311. DOI: 10.1029/1999JC900179.

Steele J.H. and Henderson E.W. The significance of interannual variability // Towards a model of ocean biogeochemical processes / G.T. Evans and M.J.R. Fasham (eds): NATO ASI Series. — 1993. — Vol. 10. — P. 237–260. DOI: 10.1007/978-3-642-84602-1_12.

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. Atm. Oceanic. Techn. — 2003. — Vol. 20. — P. 319–329.

Venrick E.L., McGowan J.A., Cayan D.A., Hayward T.L. Climate and chlorophyll a: long-term trends in the central North Pacific Ocean // Science. — 1987. — Vol. 238, Iss. 4823. — P. 70–72. DOI: 10.1126/science.238.4823.70.

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.

Zhang R.-H. and Zebiak S.E. Effect of penetrating momentum flux over the surface boundary/ mixed layer in a z-coordinate OGCM of the tropical Pacific // J. Phys. Oceanogr. — 2002. — Vol. 32. — P. 3616–3637. DOI: 10.1175/1520-0485(2002)032<3616:EOPMFO>2.0.CO;2.

References

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

Basyuk, E.O., *Dinamika vod i osobennosti sezonnoy i mezhgodovoy transformatsii nizkotemperaturnykh vod severo-zapadnoy chasti Beringova morya* (Water dynamics and features of seasonal and inter-annual transformation of low-temperature waters of the north-western part of the Bering Sea), *Vopr. Promysl. Okeanol.*, 2009, vol. 6, no. 1, pp. 222–238.

Volkov, A.F., Results of zooplankton research in the Bering Sea under NPAFC program (expedition BASIS). Part 1. Eastern areas, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2012, vol. 169, pp. 45–66.

Volkov, A.F., Elementary trophic ecology of pacific salmon in the Bering Sea. Species and regional differences. Provision with food in different environments, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2016, vol. 187, pp. 162–186. doi 10.26428/1606-9919-2016-187-162-186

Davydov, I.V., On the Oceanological Foundations of the Formation of the Yield of Herring Generations in the Western Part of the Bering Sea, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 1972, vol. 82, pp. 281–307.

Davydov, I.V. and Kutsykh, A.G., Temperature of the cold Intermediate stratum as a forecast-indicator of termic conditions off the Kamchatka Coast, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 1968, vol. 64, pp. 301–308.

Eliseeva, I.I. and Yuzbashev, M.M., General theory of statistics, Eliseeva, I.I., ed., 5th ed., rev. and add., Moscow: Finansy i statistika, 2004.

Zuenko, Yu.I. and Basyuk, E.O., Impact of changing oceanographic conditions on species composition and abundance of zooplankton on the fishing grounds at Cape Navarin and their importance for the Russian pollock fishery in the Bering Sea, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2017, vol. 189, pp. 103–120. doi 10.26428/1606-9919-2017-189-103-120

Luchin, V.A., Mean climatic parameters of the upper mixed layer in the Bering Sea (lower boundary, temperature, salinity) and their annual variability, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2019, vol. 199, pp. 214–230. doi 10.26428/1606-9919-2019-199-214-230

Luchin, V.A. and Zhigalov, I.A., Types of water temperature distribution in active layer of the Okhotsk Sea and possibility of its prediction, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2006, vol. 147, pp. 183–204.

Luchin, V.A. and Sokolov, O.V., Interannual variability and predictability of the active water layer thermal conditions in the Bering Sea, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2007, vol. 151, pp. 312–337.

Plotnikov, V.V., Using algorithms for multipurpose optimization in solving problems of hydro-meteorological (ice) forecasts, *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 1988, no. 8, pp. 57–66.

Plotnikov, V.V., Evolution of the ice conditions in the Russian far eastern seas in the second half of the XX century, *Vestn. Dal'nevost. Otd. Ross. Akad. Nauk*, 2003, no. 2, pp. 126–133.

Privalsky, V.E., *Klimaticheskaya izmenchivost' (stokhasticheskiye modeli, predskazuyemost', spektry)* (Climatic variability (stochastic models, predictability, spectra)), Moscow: Nauka, 1985.

- Rostov, I.D., Dmitrieva, E.V., and Vorontsov, A.A., Tendencies of climate changes for thermal conditions in the coastal waters of the western Bering Sea and adjacent areas in the last decades, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2018, vol. 193, pp. 167–182. doi 10.26428/1606-9919-2018-193-167-182
- Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.Ya., *Metody resheniya nekorrektnykh zadach* (Methods for solving ill-posed problems), Moscow: Nauka, 1979.
- Figurkin, A.L., Some features of the formation and distribution of CIL waters in the western part of the Bering Sea, in *Okeanologicheskiye osnovy biologicheskoy produktivnosti severo-zapadnoy chasti Tikhogo okeana* (Oceanological Bases of Biological Productivity of the Northwestern Pacific Ocean), Vladivostok: TINRO, 1992, pp. 20–29.
- Khen, G.V., Spatial and temporal characteristics of the waters masses in the Gulf of Anadyr and adjacent shelf area in summer-autumn, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 1999, vol. 126, pp. 587–602.
- Khen, G.V., Interannual variability, in *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morey. T. 10: Berin-govo more, vyp. 1: Gidrometeorologicheskiye usloviya* (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas, vol. 10: Bering Sea, no. 1: Hydrometeorological conditions), St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1999, pp. 101–105.
- Hen, G.V. and Voronina, V.F., Interannual fluctuations of the southern boundary of cold shelf waters in the eastern part of the Bering Sea due to large-scale synoptic variability, *Tr. Dal'nevost. Nauchno-Issled. Gidrometeorol. Inst.*, 1986, vol. 125, pp. 10–20.
- Alexander, M.A., Scott, J.D., and Deser, C., Processes that influence sea surface temperature and ocean mixed layer depth variability in a coupled model, *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, no. C7, pp.16823–16842. doi 10.1029/2000JC900074
- Brainerd, K.E. and Gregg, M.C., Surface mixed and mixing layer depths, *Deep Sea Res., Part I*, 1995, vol. 42, no. 9, pp. 1521–1543. doi 10.1016/0967-0637(95)00068-H
- Chen, D., Busalacchi, A.J., and Rothstein, L.M., The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, no. C10, pp. 20345–20359. doi 10.1029/94JC01621
- de Boyer Montegut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A., and Iudicone, D., Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 2004, vol. 109, no. C12. doi 0.1029/2004JC002378
- Dickson, R.R., Kelly, P.M., Colebrook, J.M., Wooster, W.S., and Cushing, D.H., North winds and production in the eastern North Atlantic, *Journ. Plankton Res.*, 1988, vol. 10, no. 1, pp. 151–169. doi 10.1093/plankt/10.1.151
- 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
- Eisner, L.B., Siddon, E.C., and Strasburger, W.W., Spatial and temporal changes in assemblage structure of zooplankton and pelagic fish in the eastern Bering Sea across varying climate conditions, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2015, vol. 181, pp. 141–160. doi 10.26428/1606-9919-2015-181-141-160
- 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
- Heintz, R.A., Siddon, E.C., Farley, E.V.Jr., and Napp, J.M., Correlation between recruitment and fall condition of age-0 walleye pollock (*Theragra chalcogramma*) from the eastern Bering Sea under varying climate conditions, *Deep Sea Res., Part II*, 2013, vol. 94, pp. 150–156. doi 10.1016/j.dsr2.2013.04.006
- 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
- Kara, A.B., Rochford, P.A., and Hurlburt, H.E., Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.*, 2003, vol. 108, no. C3. doi 10.1029/2000JC000736

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

Luchin, V.A., Semiletov, I.P., and Weller, G.E., Changes in the Bering Sea region: atmosphere-ice-water system in the second half of the twentieth century, *Progress in Oceanography*, 2002, vol. 55, no. 1/2, pp. 23–44. doi 10.1016/S0079-6611(02)00068-X

Mann, K.H., Physical oceanography, food chains and fish stocks: a review, *ICES J. Mar. Sci.*, 1993, vol. 50, no. 2, pp. 105–119. doi 10.1006/jmsc.1993.1013

Monterey, G. and Levitus, S., Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean, *NOAA Atlas NESDIS 14*, Washington, D.C.: Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 1997.

Mueter, F.J., Hunt, G.L.Jr., and Litzow, M.A., The Eastern Bering Sea shelf: a highly productive seasonally ice-covered sea, *ICES CM2007/D:04*, 2007.

Mueter, F.J. and Litzow, M.A., Sea ice retreat alters the biogeography of the Bering Sea continental shelf, *Ecol. Appl.*, 2008, vol. 18, no. 2, pp. 309–320. doi 10.1890/07-0564.1

Noh, Y., Jang, C.J., Yamagata, T., Chu, P.C., and Kim, C.-H., Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model, *J. Phys. Oceanogr.*, 2002, vol. 32, pp. 1284–1307.

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.

Pickard, G.L. and Emery, G.W., *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, N.Y.: Elsevier, 1990.

Polovina, J.J., Mitchum, G.T., and Evans, G.T., Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960–88, *Deep Sea Res., Part I*, 1995, vol. 42, no. 10, pp. 1701–1716. doi 10.1016/0967-0637(95)00075-H

Polovina, J.J., Mitchum, G.T., Graham, N.E., Craig, M.P., DeMartini, E.E., and Flint, E.N., Physical and biological consequences of a climate event in the central North Pacific, *Fish. Oceanogr.*, 1994, vol. 3, no. 1, pp. 15–21. doi 10.1111/j.1365-2419.1994.tb00044.x

Siddon, E.C., Kristiansen, T., Mueter, F.J., Holsman, K.K., Heintz, R.A., and Farley, E.V., Spatial match-mismatch between juvenile fish and prey provides a mechanism for recruitment variability across contrasting climate conditions in the eastern Bering Sea, *PLoS ONE*, 2013, vol. 8(12), e84526. doi 10.1371/journal.pone.0084526

Spencer, P.D., Density-independent and density-dependent factors affecting temporal changes in spatial distributions of eastern Bering Sea flatfish, *Fish. Oceanogr.*, 2008, vol. 17, no. 5, pp. 396–410. doi 10.1111/j.1365-2419.2008.00486.x

Sprintall, J. and Roemmich, D., Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104, no. C10, pp. 23297–23311. doi 10.1029/1999JC900179

Steele, J.H. and Henderson, E.W., The significance of interannual variability, *Towards a model of ocean biogeochemical processes*, G.T. Evans and M.J.R. Fasham (eds), NATO ASI Series, 1993, vol. 10, pp. 237–260. doi 10.1007/978-3-642-84602-1_12

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.

Venrick, E.L., McGowan, J.A., Cayan, D.A., and Hayward, T.L., Climate and chlorophyll a: long-term trends in the central North Pacific Ocean, *Science*, 1987, vol. 238, no. 4823, pp. 70–72. doi 10.1126/science.238.4823.70

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, nos. 2–4, pp. 193–211. doi 10.1016/j.pocean.2004.06.001

Zhang, R.-H. and Zebiak, S.E., Effect of penetrating momentum flux over the surface boundary/mixed layer in a z-coordinate OGCM of the tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 2002, vol. 32, pp. 3616–3637. doi 10.1175/1520-0485(2002)032<3616:EOPMFO>2.0.CO;2

Поступила в редакцию 3.07.2023 г.

После доработки 13.08.2023 г.

Принята к публикации 4.09.2023 г.

The article was submitted 3.07.2023; approved after reviewing 13.08.2023;

accepted for publication 4.09.2023