



## Среда обитания водных биологических ресурсов

# Океанологические условия в пределах основного ареала минтая

А.С. Кровнин<sup>1</sup>, Ю.И. Зуенко<sup>2</sup>, А.Л. Фигуркин<sup>2</sup>, Г.В. Хен<sup>2</sup>, К.К. Кивва<sup>1</sup>, Ю.В. Новиков<sup>2</sup>, О.Б. Тепнин<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГБНУ «ВНИРО»), проезд Окружной, 19, Москва, 105187

<sup>2</sup> Тихоокеанский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ТИНРО»), пер. Шевченко, 4, г. Владивосток, 690091

<sup>3</sup> Камчатский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («КамчатНИРО»), ул. Набережная 18, г. Петропавловск-Камчатский, 683000

E-mail: akrovnin@vniro.ru

**Цель:** охарактеризовать океанологические условия и их изменчивость на различных масштабах времени в пределах ареала минтая, включая все дальневосточные моря России, Чукотское море, а также южно-курильский и восточно-камчатский районы.

**Методы:** анализ литературных источников и данных экспедиционных исследований, проводимых дальневосточными филиалами ФГБНУ «ВНИРО».

**Новизна:** впервые дано обобщение имеющихся на сегодняшний день сведений об океанологических условиях среды обитания минтая в основных районах его воспроизводства, нагула и промысла.

**Результаты:** В Беринговом море в период 1950–2020 гг. выявлены два климатических сдвига – в 1977 и 2014 гг., характеризовавшихся скачкообразным ростом температуры. Первый климатический сдвиг означал переход от холодного (1950–1976 гг.) к умеренному (1977–2013 гг.) периоду, второй – от умеренного к аномально тёплому (2014–2020 гг.) периоду. Урожайные поколения восточно-беринговоморского минтая формировались только в умеренный период. В тёплый период выход минтая из зоны США в зону Российской Федерации происходит с месячным опережением, что благоприятно для отечественного промысла в Наваринском районе и Анадырском заливе.

Потепление вод Охотского моря в сочетании с тенденцией к уменьшению его ледовитости способствуют расширению ареала нагула минтая как в северную, так и в западную часть моря, характеризующуюся суровыми природными условиями, что повысит её рыбопромысловый потенциал.

Потепление Японского моря обуславливает депрессивную тенденцию для всех япономорских популяций минтая. Вместе с тем, на фоне депрессии в современных (аномально тёплых) условиях по-прежнему возможно формирование отдельных высокоурожайных поколений минтая любой япономорской популяции.

**Практическая значимость:** результаты работы могут быть использованы для усовершенствования методов среднесрочных и долгосрочных прогнозов вылова минтая.

**Ключевые слова:** океанологические условия, межгодовая изменчивость, потепление климата, минтай *Gadus chalcogrammus*, температура воды, циркуляция вод.

## Oceanographic conditions within the main area of walleye pollock

Andrei S. Krovnin<sup>1</sup>, Yury I. Zuenko<sup>2</sup>, Aleksander L. Figurkin<sup>2</sup>, Gennady V. Khen<sup>2</sup>, Kirill K. Kivva<sup>1</sup>, Yury V. Novikov<sup>2</sup>, Oleg B. Tepnin<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography («VNIRO»), 19, Okruzhnoy proezd, Moscow, 105187, Russia

<sup>2</sup> Pacific branch of «VNIRO» («TINRO»), 4, per. Shevchenko, Vladivostok, 690091, Russia

<sup>3</sup> Kamchatka branch of «VNIRO» («KamchatNIRO»), 18, Nabereznaya, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683000, Russia

**Purpose:** to characterize oceanographic conditions and their variability at various time scales within the walleye pollock area, including all Far Eastern seas of Russia, the Chukchi Sea, and the South Kuril and East Kamchatka regions.

**Methods:** analysis of literary sources and data of expedition studies conducted by the Far Eastern branches of «VNIRO».

**Novelty:** for the first time, a generalization of current information on the oceanological conditions of walleye pollock habitat in the main areas of its reproduction, feeding and fishing was given.

**Results:** In the Bering Sea, three periods were identified during 1950–2020: cold period (1950–1976), moderate period (1977–2013) and warm period (2014–2020). Strong year-classes of walleye pollock were formed only over the moderate period. During the modern warming of the Bering Sea migrations of walleye pollock from the US EEZ into Russian waters occurs by one month earlier that favors the pollock fishery in the Navarin area and Gulf of Anadyr. The warming of Okhotsk Sea waters, combined with the tendency to reduction of its ice cover, favor expansion of the walleye pollock feeding area northward and westward. The warming of the Sea of Japan results in a depressive trend for all Japan Sea walleye pollock populations. At the same time, against the background of depression in modern (abnormally warm) conditions, the formation of single strong year-classes of any Japan Sea walleye pollock population is still possible.

**Practical significance:** the results of this work can be used to improve the methods of the medium-range and long-range forecasts of walleye pollock catch.

**Keywords:** oceanological conditions, interannual variability, climate warming, walleye pollock *Gadus chalcogrammus*, water temperature, water circulation.

## ВВЕДЕНИЕ

Минтай *Theragra chalcogramma* (Pallas, 1814) уже более полувека устойчиво занимает первое место в мировом рыболовстве по объёму добычи. Он обитает только в северной части Тихого океана, при этом его ареал простирается от берегов Азии до берегов северной Америки [Фадеев, 1975; Шунтов и др., 1993]. В ареал минтая полностью входят Берингово, Охотское и Японское моря. Кроме того, в пределах ИЭЗ России крупные группировки минтая обитают в водах Восточной Камчатки и в тихоокеанских водах в районе южной части Курильских островов. Северная граница распространения этого вида расположена в южной части Чукотского моря на широте 68° с. ш. и, возможно, даже севернее.

Минтай относится к флуктуирующим видам, характеризующимся значительными колебаниями численности и биомассы. Динамика численности минтая, как и любой другой популяции промысловых гидробионтов, определяется, прежде всего, биологическими законами, которые, однако, действуют на фоне изменений, происходящих в среде обитания под влиянием климата. Поэтому знание климато-океанологических условий в основных районах обитания минтая и особенностей их межгодовой и многолетней изменчивости, включая климатические тенденции, чрезвычайно важно для разработки стратегии развития рыбохозяйственного комплекса России, направленной на рациональное использование водных биоресурсов и устойчивое развитие прибрежных регионов страны.

Цель данной работы – характеристика океанологических условий и их изменчивости на различных масштабах времени в пределах ареала минтая, включая все дальневосточные моря России, Чукотское море, а также южно-курильский и восточно-камчатский районы, на основе анализа литературных источников и данных экспедиционных исследований, проводимых дальневосточными филиалами ФГБНУ «ВНИРО».

Следует отметить, что к числу основных факторов среды, влияющих на воспроизводство минтая, относится температура воды, при которой происходит развитие личинок и молоди. Температура является интегрированным показателем, который влияет на продолжительность инкубации, обеспеченность пищей, скорость обменных процессов. При этом изменчивость термического режима в районах обитания минтая её в значительной мере обусловлена характером атмосферной циркуляции над северотихоокеанским регионом, который во многом определяет интенсивность циркуляции вод, а также особенности теплообмена на границе «атмосфера-океан (море)».

Поэтому перед описанием океанологических условий в указанных выше районах в работе приведена краткая характеристика атмосферных процессов.

### Характеристика атмосферных процессов над северо-западной частью Тихого океана (СЗТО)

Регион северо-восточной Азии и северо-западной части Тихого океана отличается резкими сезонными изменениями процессов в атмосфере и океане, наиболее ярким проявлением которых является сезонная смена доминирующих ветров – муссонов. В холодный период года атмосферные процессы в регионе связаны с антициклогенезом над восточной частью Евразии, формирующим мощный Сибирский антициклон, и активным циклогенезом над океаном в ложбине Алеутской депрессии, центры которой обычно располагаются к юго-востоку от Камчатки и южнее Аляски [Дашко, 1998; Ильинский, 1965; Седаева, Шевченко, 2001]. С ноября по март над большей частью региона средний перенос воздушных масс направлен с Евразийского материка в океан, то есть доминируют ветры северных румбов – зимний муссон.

Следует отметить, что на субарктические моря в холодный период года большое влияние оказывают глобальные атмосферные процессы, прежде всего, арктическое колебание (АК), характеризующееся противофазностью изменения атмосферного давления над арктическим регионом и над умеренными широтами Северного полушария [Thompson, Wallace, 1998]. В частности, влияние изменчивости, связанной с АК, выявлено в подповерхностной температуре вод Японского [Minobe et al., 2004] и Охотского [Minobe, Nakamura, 2004] морей.

В летний период происходит полная перестройка барической системы: Сибирский антициклон исчезает, Алеутский минимум атмосферного давления становится слабым, при этом возрастает роль Гавайского максимума атмосферного давления, который летом занимает своё крайнее северо-западное положение [Favorite et al., 1976]. Циклоническая деятельность сильно ослабевает, хотя на Берингово море выходят континентальные циклоны со слабо выраженными центрами, а над Охотским морем погодные условия определяются взаимодействием квазистационарного летнего центра низкого давления – Дальневосточной депрессии с центром над нижним Приамурьем, и Охотского антициклона. В целом, над акваториями всех дальневосточных морей преобладают ветры южных направлений – летний муссон.

Таким образом, основной особенностью атмосферной циркуляции над дальневосточными морями

России и прилегающими районами СЗТО является её ярко выраженный сезонный (муссонный) характер. Зимний муссон усиливает суровость зимних условий, так как выносит на акватории морей и океана воздух, сильно охлаждённый над севером Евразии и Арктикой, и в то же время препятствует адвекции на север тёплого воздуха субтропиков. Летние муссонные переносы имеют меньшее значение для формирования погодных условий, так как летом воздух над морем прогревается меньше, чем над сушей, его влияние на океанологические условия зависит больше от силы ветра, чем от направления.

### Берингово и Чукотское моря

Гидрологические условия Берингова моря определяются особенностями его географического положения и рельефом дна, которые включают в себя:

а) свободный водообмен с Тихим океаном через многочисленные проливы Алеутской гряды и Командорских островов, в том числе наличие глубоководных (более 3000 м) проливов Камчатский, Ближний

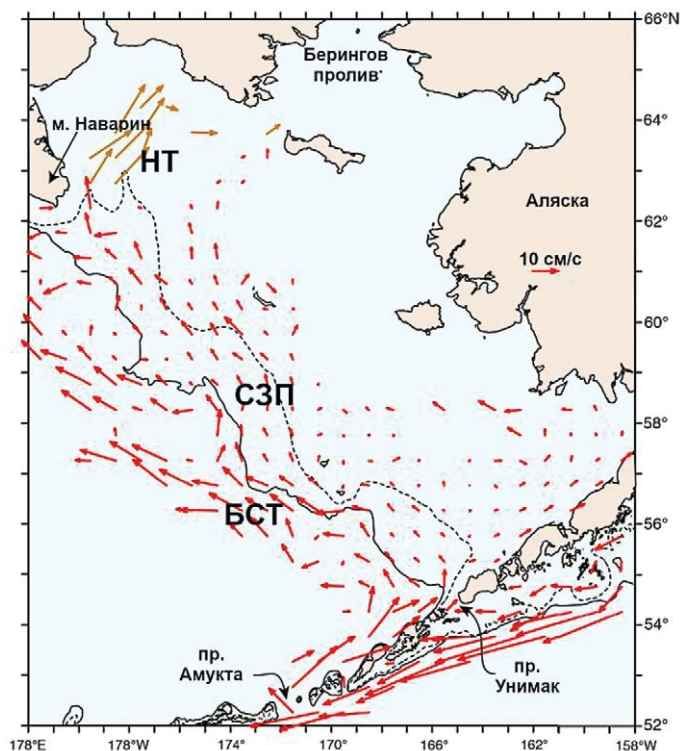
и Амчитка, по которым происходит водообмен с Тихим океаном;

б) наличие обширного шельфа шириной до 500 км в восточной части моря, составляющей около половины общей площади моря;

в) формирование ледяного покрова в холодную половину года.

Соседство с Арктическим бассейном на севере и Тихим океаном на юге создают важные для гидрологии Берингова моря различия климатических условий. В северной части они резко сдвинуты в сторону континентальности, с формированием ледяного покрова зимой. Максимум распространения льда в море наступает в марте-апреле, лёд заполняет всю северную половину моря, включая Бристольский залив и заливы Восточной Камчатки. Таяние льдов начинается в апреле, и в июле море полностью очищается. Для южной части моря характерны условия, близкие к океаническим.

Циркуляция вод Берингова моря в пределах глубоководного бассейна имеет циклоническую на-



**Рис. 1.** Направление и скорости течений в восточной части Берингова моря по траекториям около 500 спутниковых дрейфтеров на горизонте 40 м [Stabeno et al., 2016]. Пунктирная линия – изобата 100 м, сплошная – 200 м. Названия течений: БСТ – Берингоморское склоновое течение, СЗП – Северо-Западный поток, НТ – Наваринское течение, добавлены авторами настоящей работы

**Fig. 1.** Direction and velocities of currents in the eastern Bering Sea at depth of 40 m by trajectories of 500 satellite drifters [Stabeno et al., 2016]. Dashed and continuous lines show isobaths of 100 m and 200 m, respectively. The current names: BSC – Bering Sea Slope Current, NWS – Northwest Stream, NC – Navarin Current, were added by the authors of this paper

правленность [Арсеньев, 1967; Takenouti and Ohtani, 1974; Khen et al., 2013]. В то же время, над обширным восточно-берингоморским шельфом, в частности, в его северной области, включая Анадырский залив, преобладает антициклоническое движение вод (рис. 1).

Берингоморское склоновое течение (БСТ) широким потоком направлено на северо-запад и на широте 59° с. ш. есть признаки его отрыва от склона в сторону корякского побережья. Его средняя скорость составляет 5–10 см/с, но местами достигает 15 см/с. Над внешним шельфом в том же направлении движется Северо-Западный поток со скоростью до 5 см/с. При входе в Анадырский залив на долготе 174° в. д. он усиливается и даёт, как считают Стабено с соавторами [Stabeno et al., 2016], начало Наваринскому течению (НТ) со скоростями до 15–20 см/с. На большей части шельфа течения направлены на север, но их скорости слабые и не превышают 3 см/с. При этом НТ, несущее трансформированные тихоокеанские воды в Анадырский залив, проявляется только на летней карте течений, зимой оно становится слабым или даже совсем исчезает из-за сильных северо-восточных ветров.

Западная ветвь БСТ в районе долготы 174° в. д. даёт начало Камчатскому течению. Следует отметить, что по долготе 174° в. д. проведено разделение Западно-Берингоморского промыслового района на Наваринскую и Карагинскую подзоны, по которым с 1980-х гг. проводится дифференцированная оценка запасов, раздельная статистика и регулирование промысла<sup>1</sup>.

В глубоководной области толща воды летом разделена на четыре слоя: поверхностный, холодный промежуточный (ХПС), тёплый промежуточный (ТПС) и глубинный [Арсеньев, 1967; Ohtani, 1973]. ХПС формируется в результате осенне-зимней конвекции вод, а ТПС — при трансформации тёплых высокосолёных обогащённых кислородом тихоокеанских вод.

В пределах восточно-берингоморского шельфа в тёплый период года выделяют три гидрологические области, связанные с рельефом дна: прибрежную, среднюю и внешнюю [Kinder, Schumacher, 1981]. Они отделены друг от друга гидрологическими фронтами: внутренним — приблизительно по изобате 50 м, средним — по изобате 75–100 м и внешним, расположенным над краем континентального склона (приблизительно вдоль изобаты 170 м).

В западной части моря шельф довольно узкий, его ширина составляет 20–80 км, и только в Карагинском

заливе она достигает 120 км. Здесь также можно выделить отдельные области, но не связанные с рельефом дна. Положения их границ год от года меняются в зависимости от удаления Камчатского течения от континентального склона [Хен, 1997].

В Анадырском заливе область однородной структуры вод занимает узкую прибрежную полосу и поэтому недоступна для судовых наблюдений. В северной части залива толща вод имеет двухслойную структуру с высокими градиентами в слое сезонного скачка плотности (пикноклина) из-за образующихся зимой высокоплотных придонных вод [Хен, 1999]. Северная граница области с двухслойной структурой вод расположена вблизи острова Святого Лаврентия. Эта зона в отечественной литературе имеет название «Лаврентьевское ядро холода» или «Лаврентьевское холодное пятно» (ЛХП) [Басюк и Зуенко, 2019]. В центре Анадырского залива водная толща имеет трёхслойную структуру, с тёплой поверхностной, холодной промежуточной и тёплой придонной водными массами.

Зимой (январь–март) вся шельфовая зона западной части моря покрывается льдом и недоступна для хозяйственной деятельности. Свободным от ледовых полей остаётся только глубоководный бассейн. От поверхности до глубины 100 м температура воды практически не меняется. У кромки льдов температура воды составляет 0–0,2 °С, а на юге и центре моря 1,5–2,0 °С [Хен, 2010]. Солёность на поверхности меняется от 32,7–32,8 у ледовой кромки до 33,1 в центральной части моря.

В мае–июне температурные контрасты на поверхности моря между холодным севером и тёплым югом ещё сохраняются. В июле происходит быстрый прогрев прибрежных вод, что приводит к перестройке поля температуры на летний тип — понижению температуры от 10,5–11,5 °С у берега до 9,2–9,8 °С в открытом море. Только у Корякского побережья, в связи с подъёмом нижележащих вод на месте отмеченного выше разделения БСТ на 2 ветви, температура воды на поверхности ниже, чем в открытом море, на 0,5–1,0 °С.

Особенности распределения придонной температуры сильно зависят от термического типа лет (тёплый, холодный или умеренный). Весной холодные воды с отрицательной температурой занимают большую часть шельфа на востоке и весь шельф на западе моря.

Летом холодные зимние воды сохраняются в придонном слое средней области шельфа, причём, в холодные годы они простираются до полуострова Аляска (56° с. ш.), а в тёплые ограничены с юга 58° с. ш.

<sup>1</sup> Берингоморская минтаевая путина — 2022 (путинный прогноз). 2022. Владивосток: ТИПРО. 92 стр.

Изменения температуры воды в придонном слое (100–200 м) летом на северо-западе Берингова моря связаны с зимними атмосферными процессами и ледовыми уловиями. Как замечают Ю.И. Зуенко и Е.О. Басюк [2017], «в годы с суровыми зимами и высокой ледовитостью значительная часть района Анадырского залива (в пределах ИЭЗ Российской Федерации) занята ЛХП (Лаврентьевским холодным пятном), адвекция вод открытого моря в этот район ограничена – соответственно, летом здесь наблюдаются отрицательные аномалии температуры и солёности, и наоборот, в годы с мягкими зимами и низкой ледовитостью большая часть района занята более тёплыми и солёными водами, поступающими с юга, а ЛХП занимает лишь небольшой участок у его восточных границ либо вообще находится за его пределами, в американской зоне» (рис. 2).

Заложенные в зимний сезон термические условия сохраняются в течение всего тёплого полугодия, о чём свидетельствует межгодовая динамика ледовитости

и площади холодных областей (ниже 0 °С) на глубине 50 м и у дна (рис. 3). Высокие коэффициенты корреляции между ледовитостью и размером холодного пятна на горизонте 50 м ( $r = 0,76$ ) и в придонном слое ( $r = 0,68$ ) могут быть использованы при разработке гидрологических прогнозов с полугодовой заблаговременностью.

Минтай в Наваринском промысловом районе избегает холодные области с температурой ниже 0 °С [Кузнецов и др., 2013]. В холодные годы он концентрируется ближе к краю континентального склона, тогда как в тёплые годы заполняет центральную область Анадырского залива. Такая же картина наблюдается и в зоне США, где расположен основной район воспроизводства и нагула восточноберингоморского минтая. В холодные годы его скопления сосредоточены между 100–200-метровыми изобатами (внешняя область шельфа), а в тёплые годы наблюдается экспансия минтая в среднюю область шельфа.

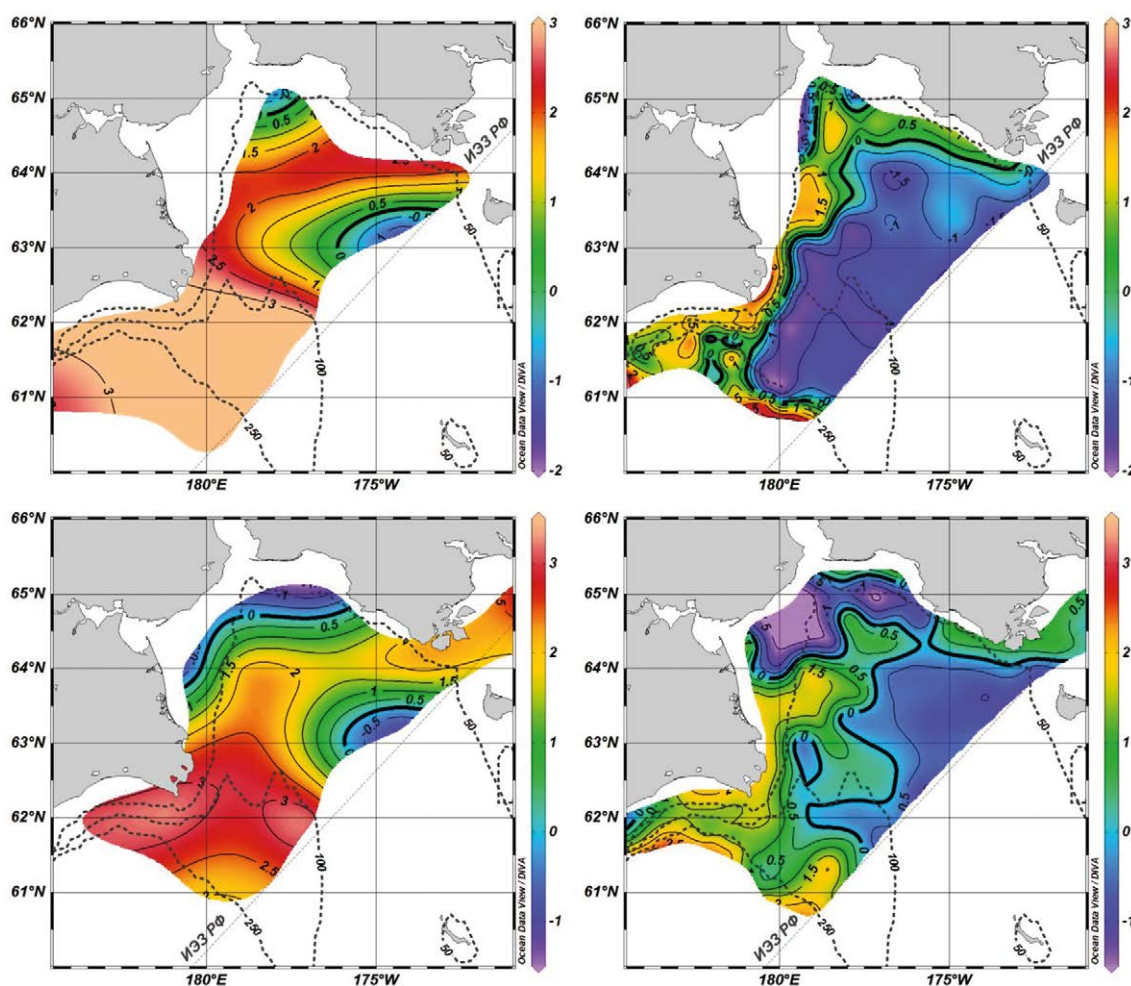
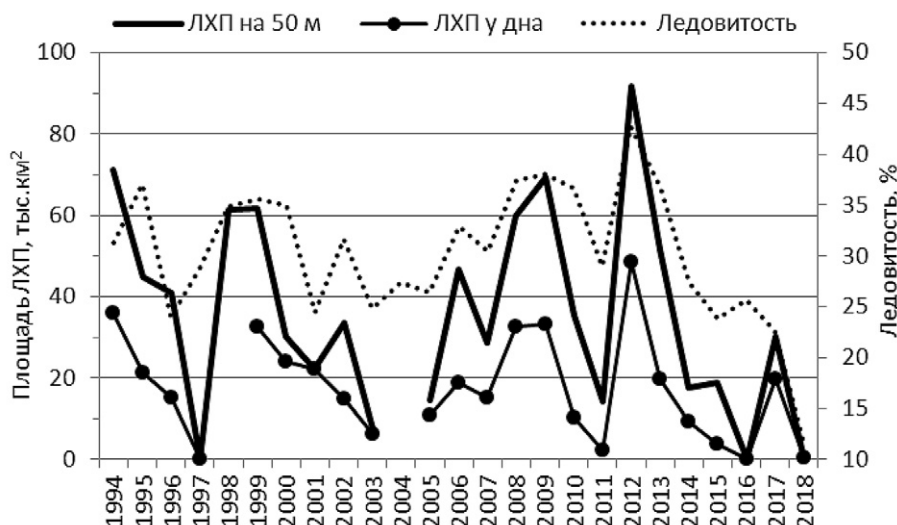


Рис. 2. Распределения температуры на глубине 50 м (вверху) и у дна (внизу) в северо-западной части Берингова моря в августе после мягких (слева – 2003 г.) и суровых (справа – 2012 г.) зим [Зуенко, Басюк, 2017]

Fig. 2. Distribution of water temperature at depth of 50 m (top) and near sea bottom (bottom) in the northwestern Bering Sea in August after mild (2003, left) and severe (2012, right) winters [Zuenko, Basyuk, 2017]



**Рис. 3.** Межгодовые изменения средней за январь-апрель ледовитости Берингова моря и площади распространения вод с температурой ниже 0 °С на глубине 50 м и у дна в пределах ИЭЗ России в августе-сентябре [Басюк, Зуенко, 2019]

**Fig. 3.** Interannual variations of ice cover in the Bering Sea (averaged over January-April) and area of water with temperature below 0 °C at depth of 50 m and near bottom within the Russian EEZ in August-September [Basyuk, Zuenko, 2019]

На графиках многолетних изменений температуры воды на поверхности моря (ТПМ) чётко прослеживаются положительные трендовые составляющие как в целом по морю, так и в его отдельных районах (рис. 4 А и В). Ход температуры весной, т. е. в сезон массового нереста минтая, не является исключением. Однако, как показали последние исследования [Хен и др., 2022], многолетние изменения ТПМ не равномерны, в них заметны скачки (климатические сдвиги), когда в течение нескольких лет происходит быстрый рост температуры, после чего она на протяжении ряда лет колеблется около определённого среднего уровня без значимых трендов. В Беринговом море таких скачков было два: один – в 1977 г., второй в 2014 г.

С учётом этих сдвигов временной отрезок с 1950 по 2020 гг. можно разделить на три периода: 1950–1976 гг., 1977–2013 гг. и 2014–2020 гг. (рис. 4 Б и Г). Первый из них условно можно отнести к холодному типу лет, второй – к умеренному, третий, современный – к тёплому. По аналогии со вторым периодом можно предположить, что современный, тёплый период продолжится, по крайней мере, до середины текущего столетия.

Средние температуры для каждого из отмеченных периодов показывают, что второй сдвиг (2014 г.) был более масштабным и по величине превосходил первый сдвиг на 25 % в открытом море и на 35 % в восточном районе. Более резкий скачок температуры на востоке мог иметь как положительный, так и отрицательный эффект для воспроизводительной способно-

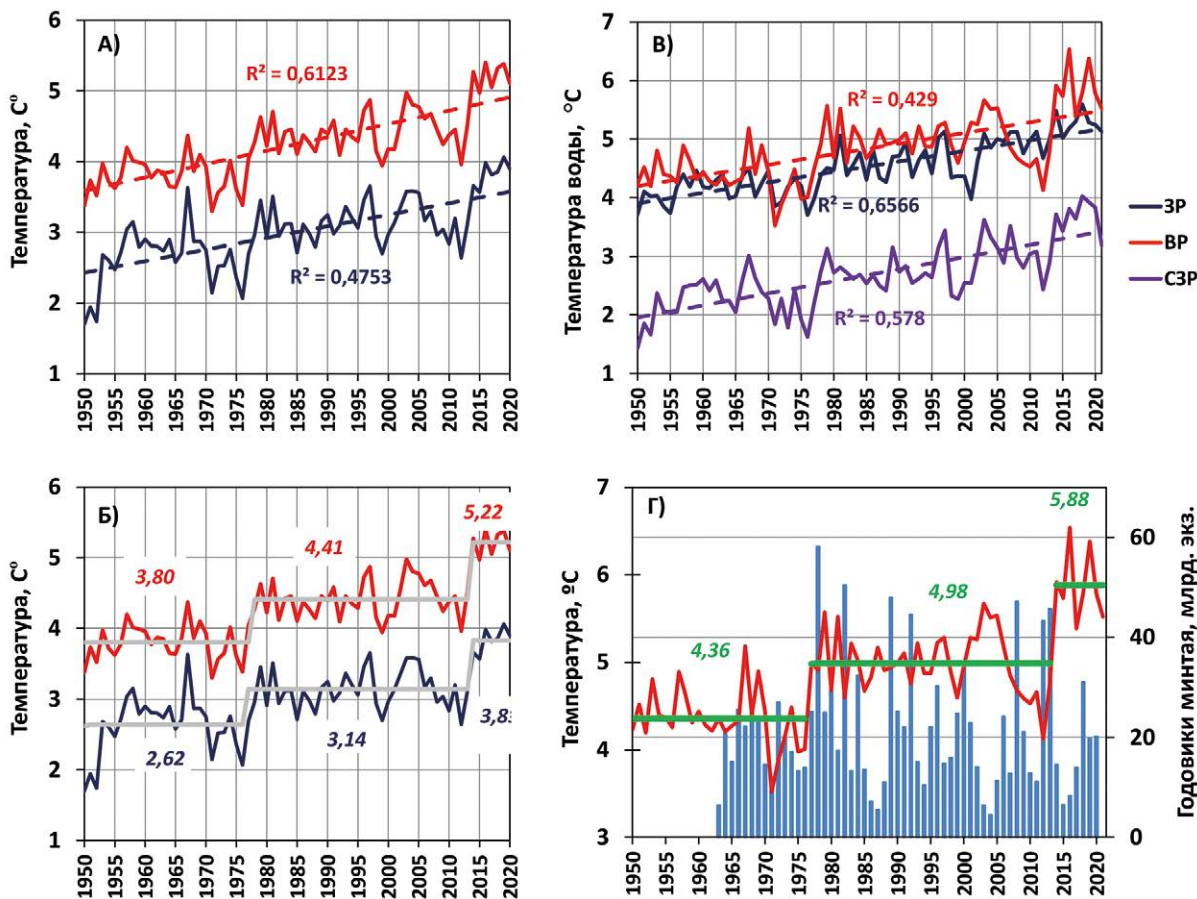
сти локальной популяции минтая – основы промыслового запаса в Беринговом море.

Сравнение изменений численности годовиков минтая со сдвигом на один год назад с ходом среднегодовой ТПМ в восточном районе (рис. 4 Г) показало, что урожайные поколения минтая с численностью более 40 млрд экземпляров в возрасте 1 год (средняя – 21 млрд) формировались только в умеренный период. Всего таких поколений было семь: 1978 (4,91 °C), 1982 (4,60 °C), 1989 (4,94 °C), 1992 (4,75 °C), 2008 (4,67 °C), 2012 (4,13 °C), 2013 (4,79 °C) гг.

В современный тёплый период поколения минтая были средними или ниже средних величин. Только в 2018 г. сформировалось поколение с численностью выше среднего уровня (31 млрд) однако оно заметно уступало семи мощным поколениям предыдущего умеренного периода. Мощных поколений не было и в холодный период.

Несомненно, что в умеренный период в Беринговом море в отдельные годы создавались благоприятные сочетания комплекса гидрометеорологических, гидробиологических и биологических условий для высокой выживаемости минтая на ранних стадиях развития. Видимо, не случайно именно в 1980-е гг. проводился широкомасштабный промысел минтая в Командорской и Алеутской котловинах [Шунтов и др., 1993], включая нейтральный анклав и Алеутскую гряду.

Не стала исключением и Карагинская подзона, где в первой половине 1980-х гг. биомасса минтая достигла наибольшей величины. Во второй половине десятилетия она была ниже, но все ещё оставалась на высоком



**Рис. 4.** Многолетние изменения ТПМ в Беринговом море и его отдельных районах с 1950 по 2021 гг. и численности годовиков восточно-берингоморского минтая со сдвигом на один год назад: А) – среднегодовая (красная линия) и весенняя (синяя линия) ТПМ в Беринговом море в целом, их тренды с коэффициентами детерминации; Б) – среднегодовая ТПМ с учётом климатических сдвигов. Серые линии и цифры – средние уровни температуры между климатическими сдвигами и их значения; В) – среднегодовая ТПМ в западном (ЗР), восточном (ВР) и северо-западном (СЗР) районах моря и её линейные тренды; Г) – среднегодовая ТПМ в восточном районе и пополнение восточно-берингоморского минтая в возрасте 1 год. Зелёные линии и цифры – средние между климатическими сдвигами. Положения районов в [Хен и др., 2022]

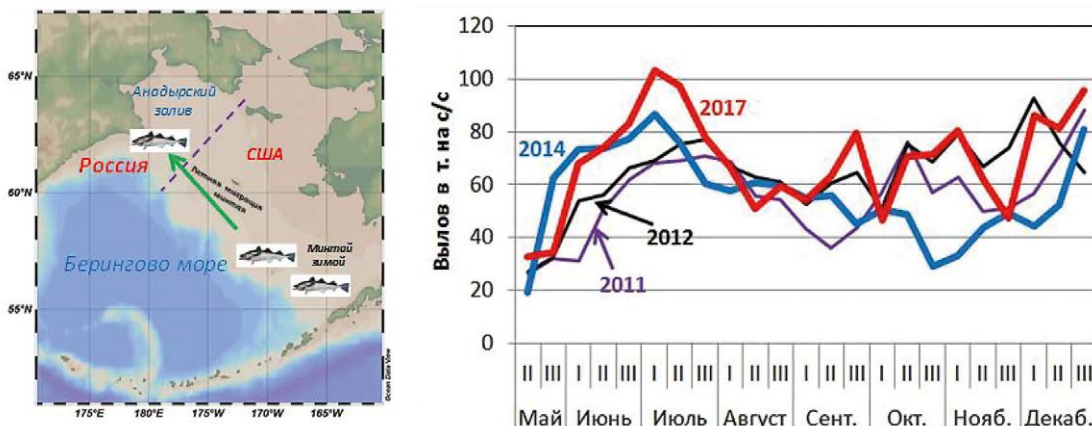
**Fig. 4.** Multi-year changes in sea surface temperature (SST) in the Bering Sea and its different regions from 1950–2021 and eastern Bering Sea walleye pollock recruitment at age 1 (bln inds.) with lag of –1 year: A) Mean annual (red line) and mean spring (blue line) SST for the whole Bering Sea, their linear trends and coefficients of determination; B) mean annual and mean spring SST with account of climatic shifts. Grey lines and numbers correspond to average SST levels and their values for each climatic regime; C) – mean annual SST in the western (WR), eastern (ER), and northwestern (NW) regions of the sea and their linear trends; D) mean annual SST in the eastern region and recruitment of eastern Bering Sea pollock at age 1 year, Green lines and numbers correspond to average SST levels and their values for each climatic regime/ Positions of regions is given in [Khen et al., 2022]

уровне. В 1990-е гг. биомасса минтая снизилась здесь в несколько раз, что сильно ограничило возможность его промысла, вплоть до его временного закрытия.

Следует подчеркнуть, что статистическая связь между температурой воды и численностью годовиков минтая слабая, в нашем случае корреляция составила всего лишь  $-0,16$ . Аналогичный вывод был получен О.А. Булатовым [2015]. Учитывая, что поверхностная температура на восточно-берингоморском шельфе тесно связана с температурой во всей толще воды ( $r = 0,63$ ) [Danielson et al., 2020], можно не принимать

в расчёт влияние термических условий в промежуточных горизонтах, где развивается минтай на ранних стадиях, в формировании численности его поколений.

Климатический сдвиг 2014 г., сопровождавшийся очередным потеплением моря, способствовал более раннему (почти на месяц), чем в умеренный период, выходу минтая из зоны США в российские воды (2019 г). Уровень в 60 т на судод-сутки лова крупнотоннажным флотом до 2014 г. достигался обычно в конце июня, тогда как в последние годы – уже в конце мая (рис. 5).



**Рис. 5.** Путь летней миграции минтая из зоны США в российские воды (А) и внутригодовая динамика суточного вылова минтая крупнотоннажным флотом России в Наваринском районе (Б). Пунктирная линия – граница между ИЭЗ России и США  
**Fig. 5.** Summer migration route of walleye pollock from the US EEZ toward Russian waters (A) and intra-annual dynamics of daily pollock catch by Russian large-tonnage fleet in the Navarin area (B). Dashed line shows the boundary between EEZs of the Russian Federation and United States of America

Высказанное выше предположение, что нынешний тёплый период сохранится до середины текущего столетия, подтверждает модельный прогноз, сделанный Д. Дж. Пилчером [Pilcher et al., 2022]. Предполагается, что к 2050-му году температура воды на шельфе восточной части моря повысится менее чем на 1 °С. Возврата к уровню предыдущего умеренного периода, когда были сформированы несколько мощных поколений минтая, в ближайшие 30 лет не предвидится. Численность поколений минтая, по всей видимости, будет колебаться около среднего уровня (21 млрд экз. в возрасте одного года), в редкие годы достигая 30 млрд экземпляров.

Потепление вод Берингова моря и смежной с ним акватории Арктики способствовало более широкому распространению минтая в южные районы Чукотского моря.

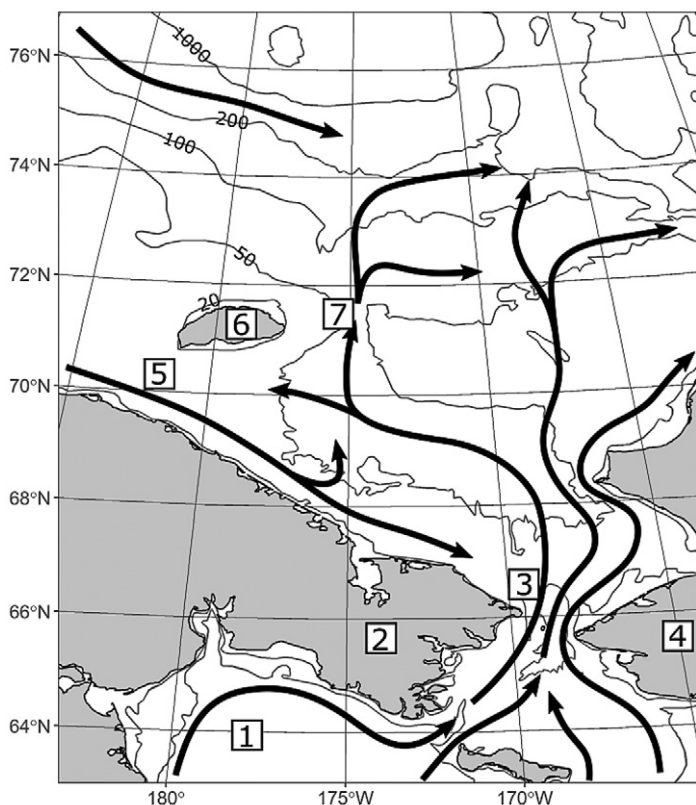
Чукотское море – окраинное шельфовое море Северного Ледовитого океана (СЛО). Поскольку Чукотское море по гидрологическому режиму и биологическим особенностям схоже с северной частью Берингова моря, в биологических исследованиях эти две акватории часто объединяют в соответствующую большую морскую экосистему и рассматривают как единое целое. Море обладает высокой биологической продуктивностью, обусловленной, главным образом, апвеллингом богатых минеральными питательными веществами вод в бассейне Чирикова к югу от Берингова пролива и переносом этих вод в южную часть Чукотского моря [Kawaguchi et al., 2020; Springer, McRoy, 1993] (рис. 6).

Данные по гидрологии Чукотского моря доступны в основном для тёплого сезона (июль–сентябрь). На

шельфе моря летом обычно наблюдается двухслойная структура вод. Верхний слой имеет мощность 10–20 м и представлен следующими водными массами (ВМ): сибирской прибрежной, аляскинской прибрежной и водой, образующейся при таянии льда [Никифоров и Шпайхер, 1980; Ванин, 2010; Pisareva et al., 2015; Хен и др., 2018; Кодрян и др., 2022]. Сибирская прибрежная ВМ поступает в море с Сибирским прибрежным течением через пролив Лонга и распространяется обычно вдоль Азиатского побережья, в отдельные годы достигает Берингова пролива. Эта ВМ опреснена материковым стоком сибирских рек и имеет солёность до 30,0 (часто существенно ниже) [Weingartner et al., 1999]. Её температура в летнее время колеблется в интервале 2,0–4,5 °С [Pisareva et al., 2015], однако в последние годы наблюдались значения до 8,5 °С [Кодрян и др., 2022] и даже выше [Ванин, 2010]. Аляскинская прибрежная ВМ формируется в прибрежной восточной части Берингова моря и поступает в Чукотское море через Берингов пролив [Coachman et al., 1975]. Обычно она распространяется в восточной части моря, но в отдельные годы может занимать и значительную часть акватории в западной части [Pisareva et al., 2015; Кодрян и др., 2022]. Ориентировочный диапазон её температуры 5,0–9,0 °С, солёности – 29,9–32,6 [Pisareva et al., 2015; Danielson et al., 2020; Кодрян и др., 2022]. Вода, образующаяся за счёт таяния льда, обычно значительно холоднее (от –1,0 до +2,0, в отдельные годы до +4,6 °С), имеет солёность 25,8–30,1 [Хен и др., 2018; Кодрян и др., 2022].

Подповерхностный слой отделён от поверхностного пикноклином, верхняя граница которого рас-





**Рис. 6.** Батиметрия Чукотского моря и основные течения. Цифрами обозначено: 1 – Анадырский залив, 2 – Чукотский полуостров, 3 – Берингов пролив, 4 – полуостров Сьюард, 5 – пролив Лонга, 6 – остров Врангеля, 7 – каньон Геральда  
**Fig. 6.** Bathymetry of the Chukchi Sea and its main currents: 1 – Gulf of Anadir, 2 – Chukotka Peninsula, 3 – Bering Strait, 4 – Seward Peninsula, 5 – Long Strait, 6 – Wrangel Island, 7 – Gerald Canyon

полагается на горизонтах 10–20 м, иногда глубже, а мощность составляет около 10–20 м. Под пикноклином обычно наблюдается берингоморская летняя ВМ, поступающая через Берингов пролив, или остаточная зимняя ВМ, которая может также поступать в море с юга или формироваться в самом море в зимнее время. Температура этих ВМ составляет 0–3,7 °С и ниже 0 °С, соответственно, солёность – 32,0–33,0 и 30,5–34,6, соответственно. На шельфе моря они наблюдаются до дна. Берингоморская летняя ВМ является результатом смешения двух ВМ Берингова моря (анадырской шельфовой и берингоморской шельфовой). Она распространяется по трём основным направлениям: на западе в сторону каньона Геральда, в центральной части моря, и на восток в сторону каньона Барроу [Coachman et al., 1975; Ванин, 2010; Pisareva et al., 2015] (см. рис. 6).

Вдоль материкового склона на севере наблюдается трансформированная ВМ атлантического происхождения, распространяющаяся с запада на восток [Никифоров, Шпайхер, 1980; Pisareva et al., 2015]. Обычно она располагается на горизонтах ниже 150 м, но в недавние годы наблюдается её подъём вверх до

120 м [Кодрян и др., 2022]. Она имеет температуру выше –1,3 °С и солёность выше 34,6.

Чукотское море ежегодно полностью покрывается льдом; в основном, лёд однолетний. В северной части моря может наблюдаться двухлетний и более старый лёд, но в последние годы его площадь и вероятность наблюдения снижается почти до нуля [Frey et al., 2015]. Освобождение акватории ото льда начинается в конце мая в южной части моря и продолжается до августа-сентября. В последние годы наблюдаются ситуации, когда вся акватория до 75–78° с. ш. летом освобождается ото льда. Ледообразование начинается на севере моря в октябре, а в районе Берингова пролива – в ноябре-декабре [Frey et al., 2015; Кивва и др., 2021].

В последние несколько десятилетий в Чукотском море наблюдаются существенные изменения в условиях среды обитания гидробионтов. В частности, происходит смещение даты начала ледообразования на более поздние сроки и даты очищения акватории ото льда на более ранние [Frey et al., 2015]. Соответственно, уменьшается продолжительность ледового сезона и уменьшается ледовитость района

в летнее время. Такие изменения ледовых условий приводят к более раннему началу весеннего «цветения» фитопланктона [Kahru et al., 2011]. Существует также точка зрения, что в Чукотском море, в целом, увеличивается роль крупноразмерного фитопланктона в весеннем «цветении» [Fujiwara et al., 2016] и суммарная годовая первичная продукция [Brown and Arrigo, 2012]. Это может влиять на обилие кормовых объектов минтая. Однако эти оценки основаны на спутниковых данных и для их уточнения требуются детальные судовые измерения.

Также в последние несколько лет, за которые имеются инструментальные измерения, существует тенденция к увеличению потока относительно тёплых вод из Берингова моря в Чукотское [Woodgate, 2018]. Вместе с увеличением потока солнечной радиации на границе море-атмосфера, связанным с изменениями в ледовых условиях Чукотского моря, это приводит к устойчивому росту температуры поверхностного слоя моря и всего водного столба, по крайней мере, с 2000 г. [Danielson et al., 2020].

Рост температуры воды и, возможно, общее увеличение продуктивности Чукотского моря приводит к увеличению биомассы минтая в водах Чукотского моря. Например, по имеющимся данным за 2010, 2018 и 2019 гг. в западной части Чукотского моря биомасса крупного минтая в эти годы составляла 0,2, 31,6 и 890,0 тыс. т, соответственно [Орлов и др., 2019]. В 2019 г. минтай встречался до  $73^{\circ} 30'$  с. ш., а его наиболее плотные скопления были обнаружены в юго-западной части моря в районе с глубинами более 50 м и в каньоне Геральда. По существующим представлениям большая часть этого минтая мигрирует из Берингова моря, и его эффективное воспроизводство в Чукотском море отсутствует [Буслов, Овсянников, 2022]. Увеличение биомассы минтая в Чукотском море, по всей видимости, связано с улучшением кормовых условий на фоне климатических изменений.

### Воды Восточной Камчатки

Особенности гидрологических условий тихоокеанских вод у восточного побережья Камчатки в весенний период, когда происходит массовый нерест восточнокамчатского минтая [Буслов и др., 2004], определяют несколько основных факторов:

- уровень «суровости» предшествующего осенне-зимнего выхолаживания вод, который формирует теплосодержание и толщину ХПС, где, в основном, обитает минтай;

- уровень подъёма вод ТПС в районе свала глупин и в глубоководных каньонах;

- структура и интенсивность основной струи Камчатского течения, наличие и мощность его меандров, а также их направленность;

- интенсивность весеннего прогрева и ветрового перемешивания, влияющих на формирование тонкого поверхностного слоя воды, отделённого от ХПС достаточно мощным пикноклином.

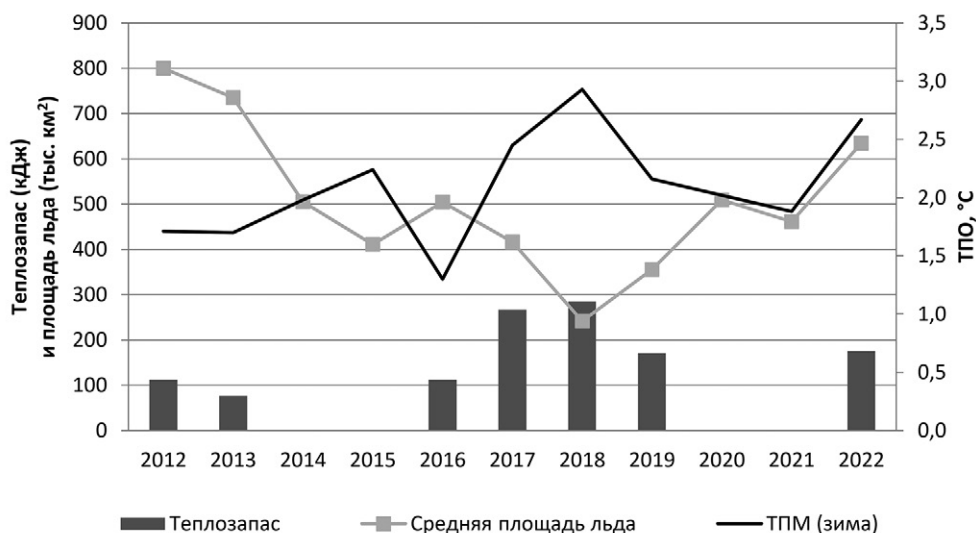
Во второй половине весеннего сезона у восточного побережья Камчатки формируется трёхслойная структура вод; тёплый поверхностный слой, ХПС осенне-зимнего происхождения и ТПС.

В Камчатском филиале ФГБНУ «ВНИРО» (КамчатНИРО) по данным ежегодных весенних съёмок, выполненных с 2012 по 2022 гг., был рассчитан теплотеплозапас вод слоя от 20 до 600 м (до дна при меньшей глубине) для периода с апреля по май, который характеризует его энергозапас, и при относительно однородных полях солёности, косвенно отражает структуру поля геострофических течений.

Основной нерест минтая происходит на шельфе в слое 20–200 м [Антонов, 1991], а в глубоководных каньонах Авачинского и Кроноцкого заливов и до горизонта 600 м [Буслов и др., 2004]. Таким образом, на основе произведённых расчётов была получена интегральная оценка термических условий в слое обитания минтая, что позволило выявить некоторые особенности их межгодовой изменчивости.

Анализ распределения теплотеплозапаса вод в исследуемом районе показал, что большую часть акватории занимают воды с его низкими значениями и только в районе глубоководных каньонов Авачинского залива значения резко возрастают. Наблюдаются межгодовые изменения площади и «глубины» этих аномальных районов.

На рис. 7 показаны межгодовые изменения теплотеплозапаса вод в районе исследований. На данном графике приведены также кривые изменения площади льда Берингова моря за предшествующий зимний период и средняя по площади температура поверхности вод его юго-западной части для того же периода года. Соответствие всех трёх графиков достаточно очевидно, что подтверждается и результатами корреляционного анализа. Коэффициенты корреляции значимы ( $p < 0,05$ ) как для пары «теплотеплозапас – площадь льда» (обратная связь  $r = -0,78$ ), так и «теплотеплозапас – температура вод поверхности в зимний период года в юго-западной части Берингова моря» (прямая зависимость  $r = 0,85$ ). Следовательно, можно предположить, что уровень теплотеплозапаса вод у восточного побережья Камчатки тесно связан с суровостью зимнего сезона для Берингова моря и особенно его юго-западной части.



**Рис. 7.** График межгодового изменения теплозапаса (кДж) обследованного слоя вод у восточного побережья Камчатки для периода апрель–май 2012–2022 гг. в сравнении с изменением средней за зимний период площади льда Берингова моря (тыс. км<sup>2</sup>) и средней зимней ТПО в его юго-западной части (°С)

**Fig. 7.** Interannual variations of heat content (bars, KJ) in the investigated water layer off the Eastern Kamchatka in April-May, 2012–2022 in comparison with mean winter area of the Bering Sea ice cover (gray line, thousands km<sup>2</sup>) and mean winter SST in the southwestern Bering Sea (black line, °C)

Теплозапас вод в районе исследований характеризуется меньшим уровнем связи с ТПО в этом же районе в зимний период года, чем с ТПО юго-западной части Берингова моря. Это косвенно подтверждает влияние Камчатского течения на термическую структуру вод у восточного побережья Камчатки. Если принять среднюю скорость потока в основной «струе» Камчатского течения за 20 см/с [Хен, 2010], то на путь от м. Наварин до Авачинского залива (более 1200 км) условному объёму вод потребуется около 2,5 месяцев, т. е. воды зимней модификации из района зарождения Камчатского течения, трансформировавшись по пути следования, достигнут мест нереста восточно-камчатского минтая как раз в апреле–мае, т. е. в период, критичный для выживания его личинок.

Таким образом, термические условия во время нереста восточнокамчатского минтая и последующего развития личинок могут быть с достаточной точностью охарактеризованы по данным дистанционного мониторинга, проводимого в осенне-зимний период (с заблаговременностью 2–3 месяца) на акватории западной части Берингова моря.

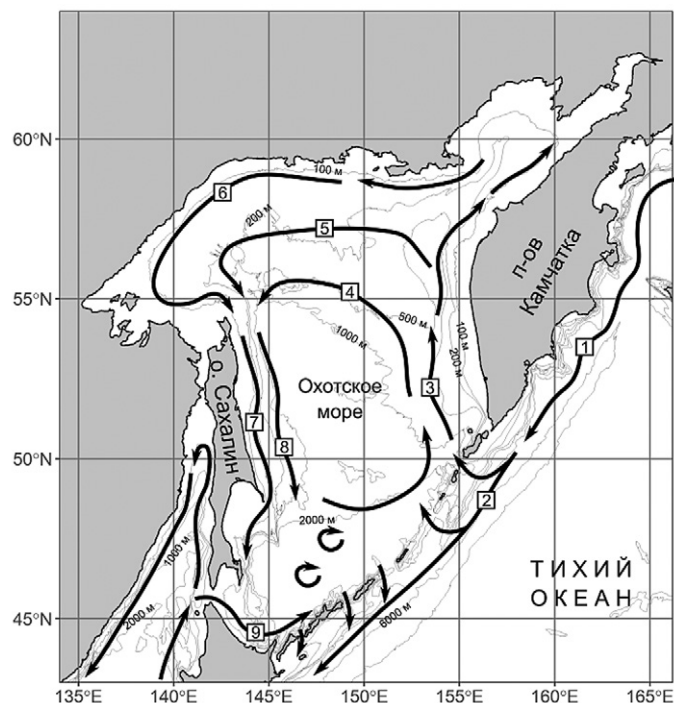
### Охотское море

Циркуляция вод Охотского моря имеет циклонический характер (рис. 8). В его восточной части поступающие через северные проливы Курильской гряды тихоокеанские воды формируют Западно-Камчатское

течение (ЗКТ). Под влиянием склона в северной части моря большая часть вод ЗКТ поворачивает в направлении банки Кашеварова и формирует Срединную ветвь, а другая часть продолжает движение на север (Северная ветвь). Северная ветвь также разделяется на две ветви, направленные, соответственно, в залив Шелихова и на склон и шельф Тауйского залива. Последняя вдоль северных и северо-западных берегов формирует Северо-Охотское течение, максимально развитое осенью и вливающееся впоследствии в Восточно-Сахалинское течение.

В то же время, над глубоководной Курильской котловиной (1500–3900 м) преобладает антициклоническая циркуляция, состоящая из отдельных антициклонических круговоротов. Значительная часть вод Восточно-Сахалинского течения вовлекается в антициклоническую циркуляцию Курильской котловины и формирует северо-восточное течение, которое усиливает западную периферию Западно-Камчатского течения в районе северных Курильских проливов, замыкая циклоническую циркуляцию над глубоководным бассейном Охотского моря.

В толще Охотского моря выделяют 5 водных масс: поверхностную; холодную подповерхностную – собственно, охотоморскую, формируемую осенне-зимним выхолаживанием, ядром которой является минимум температуры; промежуточную охотоморскую – относительно холодную водную массу пониженной солёности, формируемую склоновой конвекцией; про-



**Рис. 8.** Батиметрия и схема основных течений Охотского моря и прилегающей части Тихого океана [Чернявский, 1981; Fayman et al., 2020; Ohshima et al., 2002]. Течения: 1 – Восточно-Камчатское; 2 – Курильское; 3 – Западно-Камчатское; 4 – Срединное; 5 – Северо-Охотское (склоновая ветвь); 6 – Северо-Охотское (прибрежная ветвь); 7 – Восточно-Сахалинское (прибрежная ветвь); 8 – Восточно-Сахалинское (склоновая ветвь); 9 – Соя

**Fig. 8.** Bathymetry and scheme of water circulation in the Sea of Okhotsk and adjacent Pacific Ocean. Currents: 1 – East Kamchatka; 2 – Kuril; 3 – West Kamchatka; 4 – Middle; 5 – Northern Okhotsk (slope branch); 6 – Northern Okhotsk (coastal branch); 7 – East Sakhalin (coastal branch); 8 – East Sakhalin (slope branch); 9 – Soya

межучастную тихоокеанскую, поступающую из океана через проливы, ядром которой является максимум температуры и минимум кислорода; глубинную водную массу южной котловины (ниже горизонта 1500 м), характеризующуюся небольшим понижением температуры с глубиной.

По данным экспедиционных наблюдений (1989–2022 гг.) на шельфе Охотского моря, покрываемом льдом, годовой максимум температуры на горизонте 100 м отмечается в ноябре-декабре, а на свободной ото льда акватории относительно высокие значения сохраняются и в январе. Годовой минимум температуры в водах ЗКТ на глубине 100 м наблюдается в феврале-марте, за пределами течения – в марте-апреле, а в водах впадины ТИНРО – в апреле-июне.

На горизонтах 200–500 м (то есть в промежуточных охотоморских водах) годовой максимум температуры наблюдается в феврале-марте. Отчётливо прослеживается пространственное перемещение максимума температуры: в декабре – феврале он располагался на траверсе Курил, в феврале-марте в полосе от 50° с. ш. до желоба Лебеда, в феврале-мае – в водах Срединной ветви и во впадине ТИНРО, а в мае-июне – в северной и восточной половине впадины Дерюгина (49–

54° с. ш., 146–150° в. д.). Распространение «волны тепла» от Курильских проливов по системе течений моря, по-видимому, обусловлено компенсационной природой поступления тихоокеанских вод в восточную часть моря (отклик на вынос вод западной части моря через южные и центральные проливы, усиливающийся под действием осенне-зимних северных ветров).

В зимне-весенний период в зоне влияния ЗКТ над глубинами более 200 м минтай, как правило, располагался под выхолаженными собственно охотоморскими водами при температуре 1,2–1,8 °С. В это время вдоль склона Западной Камчатки термоклин (слой скачка температуры) отмечался в слое 90–120 м, включая район Курильской котловины, примыкающий к заливу Камбальный, где термоклин (соответственно и минтай) был заглублён до 200–250 м под влиянием преобладающей антициклонической циркуляции.

На шельфе (при глубинах менее 200 м) нерестовый минтай располагался в основном в придонной толще. Максимум концентраций минтая на изобатах 50–110 м приурочен к срединной фронтальной зоне, отделяющей однородные выхолаженные до дна воды охотоморской водной массы со стороны берега от стратифицированных вод ЗКТ.

На шельфе Западной Камчатки обычно отмечают три очага нереста минтая, определяемые по максимальному скоплению икры 1 стадии: южный (52–53° с.ш), центральный (54°30′–55°30′ с.ш), северный (56°30′–57° с.ш) [Фадеев, Смирнов, 1992<sup>2</sup>].

Установлено, что чем севернее нерестилище, тем, как правило, больше глубина, на которой происходил нерест. Общее заглубление изобат нереста по мере продвижения в северном направлении хорошо согласуется с заглублением придонного фронта, отделяющего гомогенные воды срединной области шельфа от стратифицированных мористых.

Существует предположение, что скопления минтая (в частности, зимовальные и нерестовые) формируются на акваториях с повышенным притоком тёплых тихоокеанских вод [Васильков, Глебова, 1984; Фадеев, Смирнов, 1992<sup>2</sup>]. Это предположение подтвердилось при проведении серии повторных съёмов в январе-апреле 1997 и 1998 гг., которые выявили отчётливую приуроченность очагов нереста (зон максимальных концентраций икры минтая 1 стадии) к районам максимальных вторжений языков тёплых вод во внутренние области шельфа.

Установлено также, что в районах с резким пикноклином икра концентрировалась на нём, как на «жидком» грунте; при размытом пикноклине икра была относительно равномерно рассеяна в его толще; в районах с гомогенной структурой вод икры и личинок не было обнаружено (возможно, из-за опускания на дно). Отмечено также и более быстрое развитие икры и личинок в слоях их повышенной концентрации над резким пикноклином [Kanamaru et al., 1979].

Во впадине ТИНРО икра 1 стадии наблюдалась только вдоль её восточного и северного склонов, что сопряжено с прижиманием стрежня тёплых вод Северной ветви ЗКТ в холодную половину года к западно-камчатскому склону. В центральной части впадины ТИНРО, где в период нереста всегда доминировала циклоническая циркуляция, икра практически не наблюдалась.

В распределении икры северного района отмечалась довольно хорошо выраженная закономерность: в тёплые, малоледовитые годы интенсивный нерест отмечался на изобатах 140–150 м притауйского шельфа между 148–152° в. д. После суровых зим большой объём холодных, плотных шельфовых вод (ПШВ) препятствовал проникновению вод тёплой Северной ветви ЗКТ на притауйский шельф. В результате, нерест смещался на изобаты

220–240 м северо-западного склона впадины ТИНРО, а также к югу от северо-охотского шельфа между 144–148° в. д.

Из обобщённой карты скоплений сеголеток минтая за сентябрь-декабрь, приведённой в работе [Фадеев, Смирнов, 1992<sup>2</sup>], следует, что все они располагаются в диапазоне придонных температур –0,5...+1,5 °С и, что важнее, исключительно на прибрежной стороне областей холода (северо-охотской, западно-камчатской и залива Шелихова). Можно представить, насколько разным будет путь в прибрежные районы и, соответственно, разная судьба ихтиопланктона при нересте основной доли минтая на притауйском шельфе (недалеко от благоприятной прибрежной выростной зоны) или при нересте южнее северо-охотского ядра холода (на значительно большем расстоянии). По этим же причинам нерестилища Западной Камчатки, залива Шелихова и притауйского шельфа в тёплые годы являются наиболее благоприятными для успешного нереста минтая. Возможно, что нерест на южных склонах Возвышенности Лебеда – это вынужденная мера, возникающая в наиболее холодные годы, когда нерестовые изобаты Притауйского шельфа заняты ПШВ и менее благоприятны по термическим и циркуляционным условиям для нереста.

Как уже отмечалось, запасы минтая испытывают большие межгодовые изменения, определённая часть которых не связана с промыслом и имеет природные причины. Исследованию влияния среды на колебания численности минтая северной части Охотского моря посвящён большой ряд работ [например, Качина, Сергеева, 1981; Карманов, 1982; Васильков, Глебова, 1984; Давыдов, 1984; Шунтов, 1985; Золотов, 1991; Фадеев, Смирнов, 1992; Шунтов и др., 1993; Борец, 1997; Klyashtorin, 1998; Фадеев, 2001; Шунтов, 2001].

Г.Е. Карманов [1982] считал, что благоприятными для нереста должны быть тёплые годы с устойчивым направленным на север ЗКТ, с меньшей повторяемостью атмосферных циклонов, с ослаблением доли сильных ветров и волнения. И.В. Давыдов в ранних работах утверждал, что для минтая более благоприятны холодные годы, когда на западной периферии ЗКТ формируются циклонические вихри (предположительно, богатые кормом) и повышается вынос личинок в их пределы. Позднее он присоединился к мнению о том, что благоприятнее тёплые годы и дрейф икры на север [Давыдов, 1984]. В.П. Шунтов [1985, 2001] также пришёл к выводу, что в тёплые типы лет уровень запасов и урожайность минтая повышаются. В работе [Качина, Сергеева, 1981] получены высокие

<sup>2</sup> Фадеев Н.С., Смирнов А.В. 1992. Распределение и миграции минтая в северной части Охотского моря. Деп. во ВНИЭРХ, УДК 597.21. 51 с.

коэффициенты выживаемости минтая для 1960-х гг., и, считая этот период преимущественно холодным, авторы оценили холодные годы, как более благоприятные. В.П. Васильков и С.Ю. Глебова [1984] констатировали отсутствие прямого влияния термических условий, получив невысокие коэффициенты связи урожайности поколений минтая с ледовитостью зимы текущего года. Также была выявлена слабая связь между коэффициентами выживания минтая и площадью придонных холодных вод в две последующие весны, а также температурой воды в две последующие зимы. Тем не менее, авторы отметили, что урожайность минтая определяется условиями его выживания на ранних стадиях развития и, пришли к выводу, что условия тёплых весенних сезонов благоприятнее, чем холодных.

В работе [Котенёв и др., 2019] выявлена достоверная связь между аномалиями биомассы нерестового запаса и средними зимними аномалиями температуры поверхности Охотского моря для североохотоморской популяции минтая ( $r = 0,60$ ). Установлено, что при положительных аномалиях температуры наблюдается более высокий уровень запасов, чем при отрицательных (рис. 9).

И.В. Давыдов [1975] отметил связь периодов повышенной численности минтая (1964–69 гг. и 1976–80 гг.) с подъёмом солнечной активности в 11-летних циклах, а пониженной численности – с ветвями спада.

Л.Б. Кляшторин [Klyashtorin, 1998] обнаружил наличие высокой корреляции между скоростью вращения Земли и уловами многих массовых видов рыб. Для минтая Северной Пацифики такая связь характеризовалась высоким положительным коэффициентом ( $r = 0,84$ ). Со скоростью вращения тесно связаны индексы глобальных форм атмосферной циркуляции:

при увеличении скорости вращения возрастает повторяемость зональных форм, что сопровождается повышением глобальной температуры воздуха; при замедлении скорости доминируют меридиональные формы циркуляции и отмечается похолодание. Исходя из доминирования в колебаниях скорости вращения 40–60-летней периодичности, автор предположил, что примерно до 2015 г. будет отмечаться усиление повторяемости меридиональных форм циркуляции, следовательно, похолодание и снижение запасов минтая.

Таким образом, большинство исследователей связывает изменение запасов минтая с чередованием тёплых и холодных лет и более успешным его воспроизводством в тёплые типы лет [Васильков, Глебова, 1984; Давыдов, 1984; Фадеев, 2001]. По подсчётам А.Л. Фигуркина [2003] за всю историю изучения минтая в годы, классифицированные как тёплые, отмечалось до 85% всех урожайных и высокоурожайных поколений минтая Охотского моря.

На рис. 10 и 11 показаны, соответственно, изменения средней для каждого слоя обитания минтая среднегодовой температуры воды по всему району нереста и отдельно на шельфе и склоне Западной Камчатки. Все кривые демонстрируют отчетливую тенденцию к росту температуры в период с 1993 г. по настоящее время.

Примерно с 2004 г. по настоящее время в Охотском море отмечается ледовитость ниже среднего многолетнего значения (рис. 12); примерно с этого же времени (с 2006 г.) значительно снизилась и продукция плотных шельфовых вод (рис. 14).

Наблюдаемое повышение теплосодержания промежуточных, а с 2014 г. – и глубинных вод, очевидно, связано с уменьшением продукции ПШВ с условной

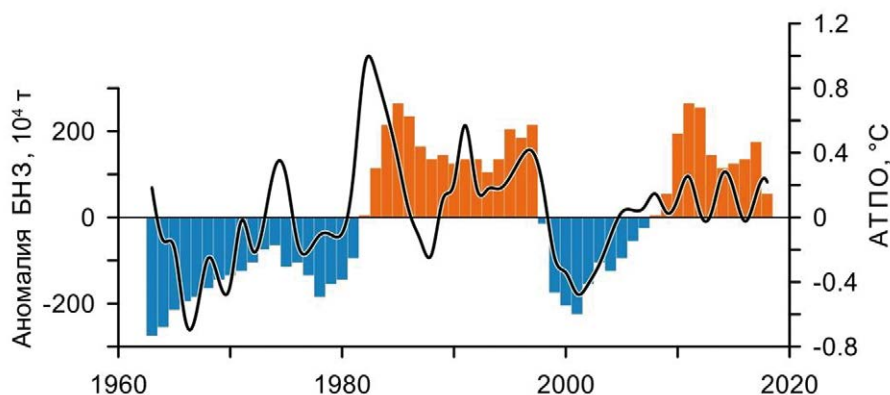
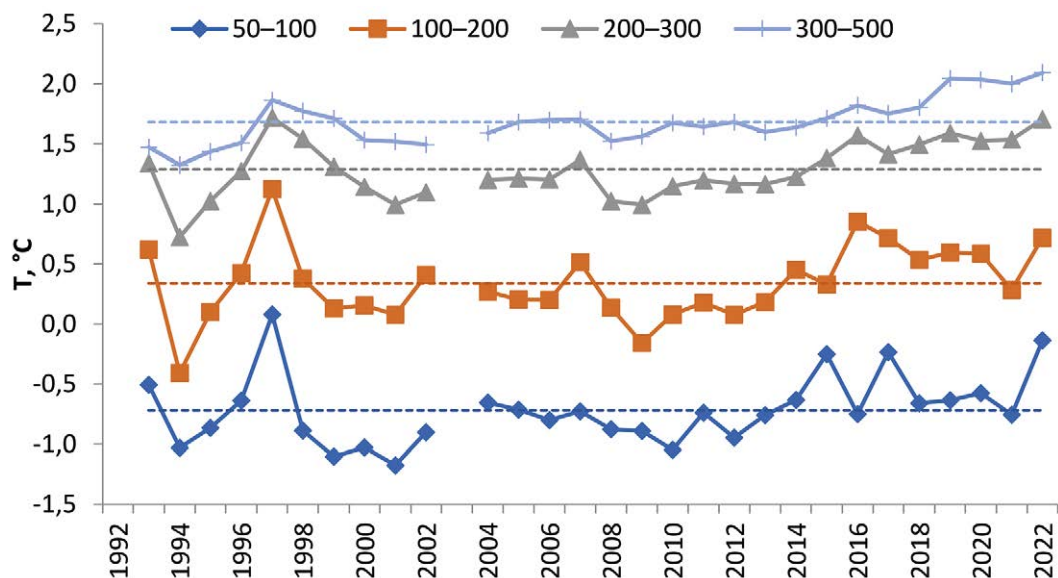


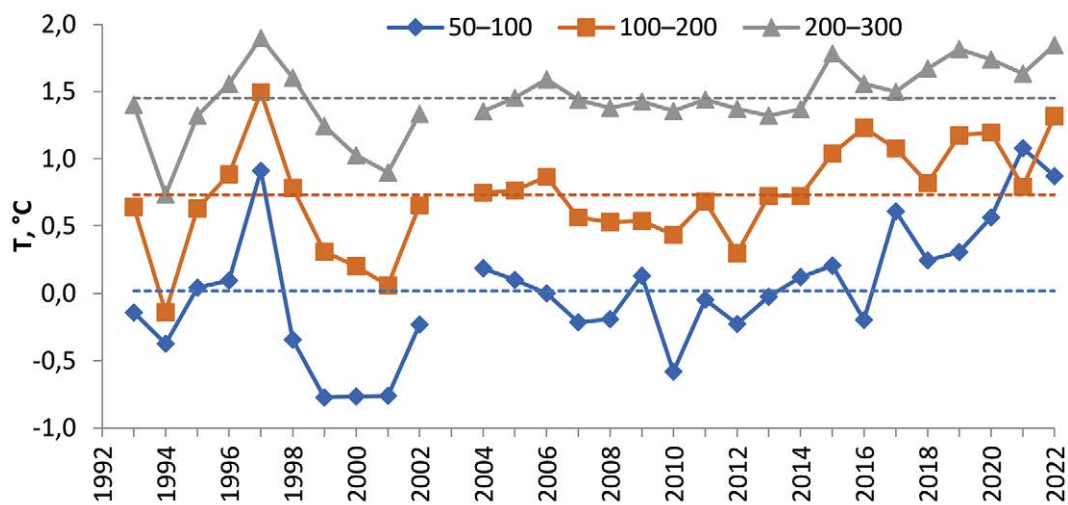
Рис. 9. Динамика аномалий биомассы нерестового запаса минтая северной части Охотского моря (БНЗ, столбики) и средних зимних аномалий температуры поверхности Охотского моря (АТПО, линия)

Fig. 9. Dynamics of anomalies of spawning stock biomass of northern Okhotsk Sea walleye pollock (SSB, bars) and mean winter sea surface temperature anomalies of the Sea of Okhotsk (SSTA, curve line)



**Рис. 10.** Средняя температура воды в слоях 50–100, 100–200, 200–300 и 300–500 м для района 50–60° с. ш., 140–157° в. д. Пунктирными линиями показаны среднемноголетние значения температуры воды в каждом из слоев

**Fig. 10.** Mean annual water temperature averaged over water layers: 50–100, 100–200, 200–300, and 300–500 m for the region 50–60°N, 140–157°E. Dashed lines show the mean long-term values of water temperature for each layer



**Рис. 11.** Средняя температура вод в слоях 50–100, 100–200, 200–300 м на шельфе и склоне Западной Камчатки (50–58° с. ш., 154–156° в. д.). Пунктирными линиями показаны среднемноголетние значения температуры воды в каждом из слоев

**Fig. 11.** Mean annual water temperature averaged over water layers 50–100, 100–200, and 200–300 m on the shelf and continental slope of West Kamchatka (50–58° N, 154–156° E). Dashed lines show the mean long-term values of water temperature for each layer

плотностью более 26,80, способных скатываться до глубин более 500 м (рис. 13).

Можно предположить, что после мягких зим (когда и формирование сезонного пикноклина начинается значительно раньше, и область влияния стратифицированных вод Северной ветви ЗКТ значительно шире и нерест происходит ближе к будущим выростным

зонам), область, испытывающая наибольшее влияние ЗКТ и традиционно благоприятная для успешного нереста (западно-камчатский шельф), существенно расширяется в сторону залива Шелихова и притауйского района, соответственно увеличивается вероятность появления высокоурожайного поколения, в сравнении с условиями после холодных зим.

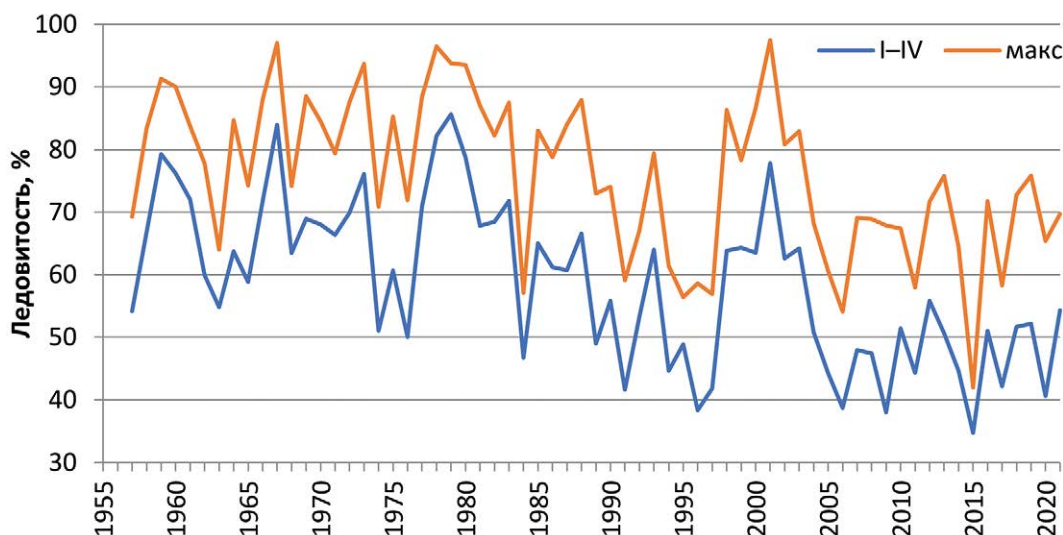


Рис. 12. Изменения средней зимней (январь-апрель) (синий цвет) и максимальной (оранжевый цвет) площади льда в Охотском море за 1957–2021 гг.

Fig. 12. Changes in mean winter (January-April) (blue line) and maximal (orange line) ice cover area in the Sea of Okhotsk for 1957–2021

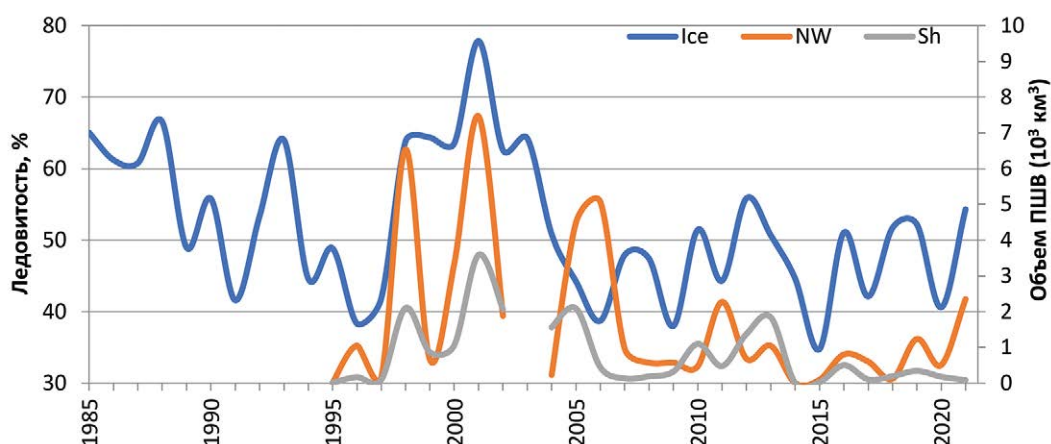


Рис. 13. Средняя за январь-апрель ледовитость (%) Охотского моря и объем ПШВ ( $10^3 \text{ км}^3$ ) с условной плотностью более 26,8 в двух основных районах их формирования (шельф Западной Камчатки (Sh) и северо-западный шельф (NW))

Fig. 13. Changes in ice extent (%) averaged over January-April in the Sea of Okhotsk and volume of dense shelf water (DSW Vol) with  $\sigma > 26.8$  in two main regions of their formation (West Kamchatka shelf (Sh) and northwestern shelf (NW))

Но возможно также, что устойчивая тенденция к потеплению может иметь и отрицательные последствия: уже сейчас наблюдается не только расширение ареала нагула минтая на север, но и явное ухудшение его воспроизводства на юге ареала.

Следует отметить, что кажущееся противоречие в характере влияния термических условий на урожайность минтая в Беринговом и Охотском морях (в Беринговом море урожайные поколения минтая формируются в годы с близкой к среднемноголетней температурой воды, а в Охотском море – в тёплые годы) связано со следующим обстоятельством. Главные места воспроизводства минтая в Охотском

и Беринговом морях – их восточные части. При этом в восточной части Берингова моря температура воды заметно выше, чем на востоке Охотского моря. Поэтому в тёплые для Охотского моря годы, температура воды в Беринговом море находится на уровне средних лет.

### Южно-Курильский район (ЮКР)

Основные нерестилища зимне- и весенне-нерестующего минтая расположены с охотоморской стороны ЮКР – в Кунаширском проливе и зал. Простор; тихоокеанская сторона – район нагула молоди и средневозрастного минтая.



Исследования внутригодовой изменчивости океанологических условий с тихоокеанской стороны ЮКР показали их первостепенную зависимость от адвективных факторов [Фигуркин, Жигалов, 2010]. С тихоокеанской стороны ЮКР в марте были выделены два типа шельфовых вод и воды течения Ойясио. Кроме того, в отдельные годы наблюдались значительные загоны охотоморских вод через проливы Фриза и Екатерины.

На основе данных, полученных судами ТИНРО в марте 2000–2022 гг., были рассчитаны средневзвешенные значения температуры и солёности в слоях 0–50 м, 50–100 м и 100–200 м. Расчёт производился для трёх разрезов с океанской стороны в восточной, центральной и западной частях ЮКР начинающихся, соответственно, от пр. Фриза, от зал. Касатка и от пр. Екатерины (рис. 14).

Преобладание на разрезе тех или иных вод, определяющееся интенсивностью и направлением течений, вызывает синхронное изменение температуры и солёности. Так, на разрезе у пр. Екатерины – это шельфовые воды Южно-Курильского пролива, воды Ойясио и затоки из Охотского моря [Фигуркин, Жигалов, 2010]. На разрезе от зал. Касатка – шельфовые воды Итурупа, воды Ойясио и затоки из Охотского моря. На разрезе у пр. Фриза – это охотоморские воды и воды Ойясио. В отдельные очень холодные или тёплые годы в результате теплообмена с атмосферой синхронность термохалинной изменчивости нарушается. Изменчивость на выбранных разрезах характеризует гидрологический режим района в целом.

Колебания средневзвешенных значений температуры и солёности на разрезах с тихоокеанской сто-

роны ЮКР представлены на рис. 15. Как отмечалось выше, на всех разрезах вариации температуры и солёности происходят однонаправленно. Исключения наблюдаются в отдельные годы для слоя 100–200 м. По всем разрезам (по району) не выявлено трендов повышения или понижения температуры и солёности. При этом наименьшие температуры при низкой солёности во всей рассматриваемой толще вод отмечены на разрезе от пр. Екатерины, высокие температура и солёность – на разрезе от пр. Фриза, промежуточные – на разрезе от зал. Касатка.

В марте 2000, 2013 и 2017 гг. на разрезе от пр. Екатерины преобладали охотоморские воды за счёт интенсивного стока из пр. Екатерины. В 2001, 2007 и 2018 гг. преобладали воды Ойясио за счёт интенсификации течения. В остальные годы на разрезе преобладали шельфовые воды Южно-Курильского пролива. В 2001 г. отмечена низкая температуры в слое 100–200 м. В 2018–2022 гг. наблюдалась повышенная средневзвешенная температура в слое 0–200 м.

В марте 2013 и 2017 гг. на разрезе от залива Касатка преобладали охотоморские воды в слое 50–100 м за счёт стока из пр. Фриза. В 2007, 2018 и 2019 на разрезе преобладали воды Ойясио. В остальные годы наблюдались шельфовые воды. В 2001 г. отмечено низкое теплосодержание в слое 0–200 м. В 2018–2022 гг. наблюдалось повышенное теплосодержание в слое 0–200 м.

Разрез от пр. Фриза отличается значительной изменчивостью теплосодержания. В марте 2005, 2006, 2012–2014, 2017 и 2019 гг. на разрезе преобладали охотоморские воды, в 2000–2002, 2004, 2007–2011, 2015, 2018, 2020–2022 гг. – воды течения Ой-

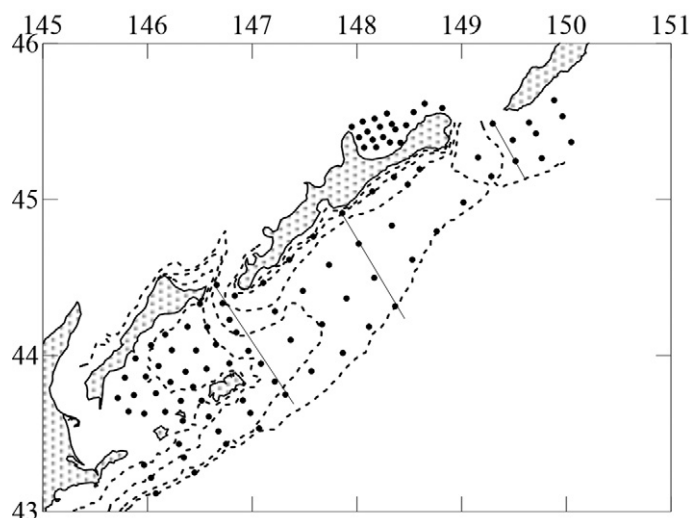
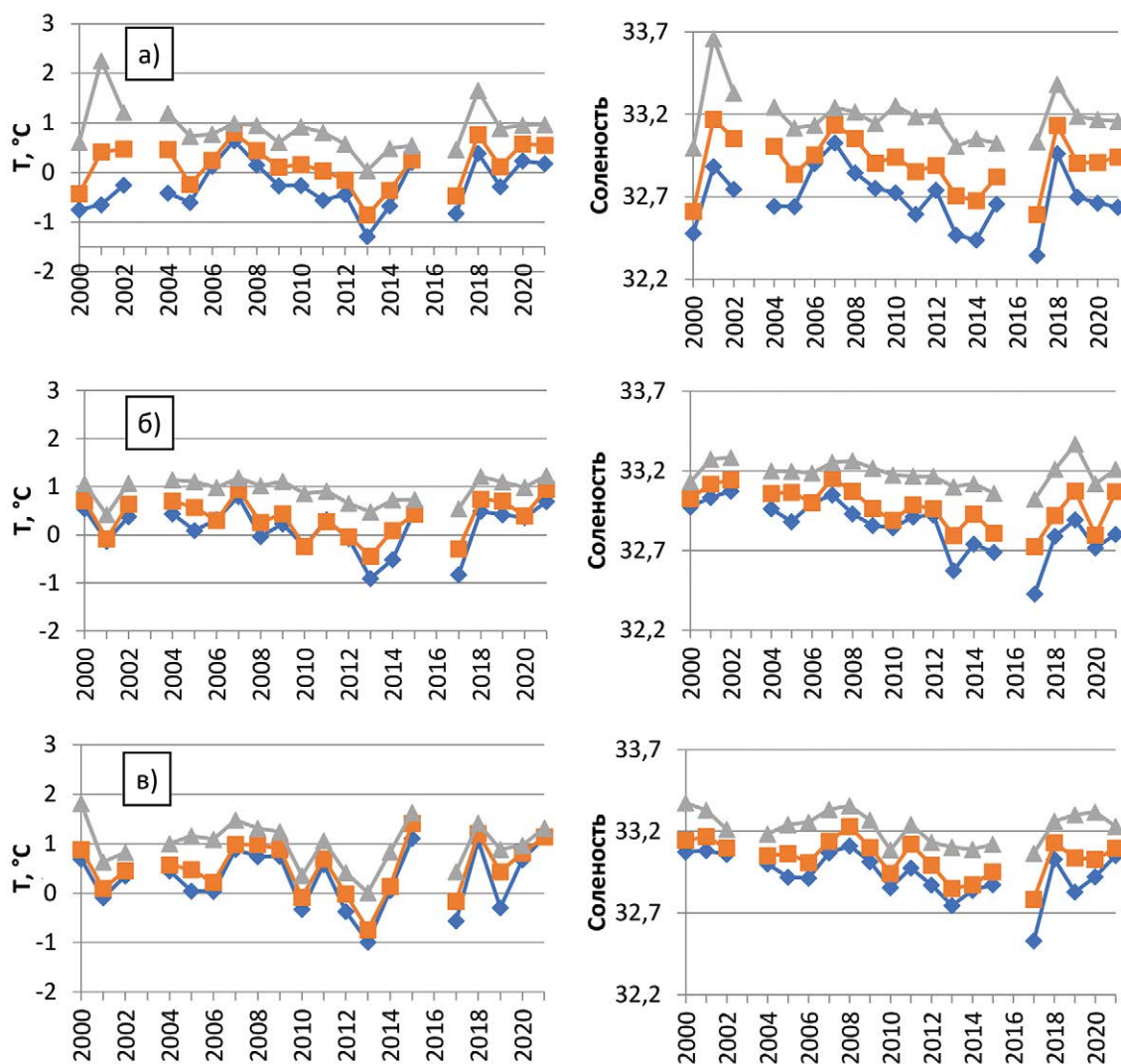


Рис. 14. Схема разрезов и положение станций в тихоокеанских водах ЮКР  
Fig.14. Scheme of sections and stations in Pacific waters of the South Kuril Region



**Рис. 15.** Изменчивость средневзвешенной температуры (слева) и солёности вод (справа) в марте 2000–2022 гг. в тихоокеанской части ЮКР в слое 0–50 м (синие линии), 50–100 м (оранжевые линии) и 100–200 м (серые линии). Разрезы: (а) от пр. Екатерина, (б) от зал. Касатка, (в) от пр. Фриза

**Fig. 15.** Variations of mean weighted temperature (left panels) and salinity (right panels) in March, 2000–2022, in Pacific waters of the South Kuril region for layers of 0–50 m (blue), 50–100 m (orange), and 100–200 m (gray). Transections: (a) from the Strait of Ekaterina, (б) from the Kasatka Bay, (в) from the Vries Strait

яσιο. В 2001 г. наблюдалось низкое теплосодержание в слое 100–200 м, а в 2018–2022 гг. – повышенное теплосодержание в слое 100–200 м.

Таким образом, в марте 2013 и 2017 гг. охотоморские воды преобладали на рассматриваемой акватории океанской стороны ЮКР за счёт интенсивного стока через проливы Екатерины и Фриза, в 2007 и 2018 гг. преобладали воды течения Ойясио.

В 2001 г. по всему району наблюдалось низкое теплосодержание в слое 0–200 м, поэтому его можно отнести к аномально холодным. В период 2018–2022 гг. наблюдалось повышенное теплосодержание в слое 0–200 м, поэтому эти годы можно характеризовать как тёплые.

Следует отметить, что на акватории мелководного Южно-Курильского пролива всегда преобладают шельфовые воды, формирующиеся за счёт постоянного стока охотоморских вод в большей степени через пролив Екатерины, в меньшей – через Кунаширский пролив. На акватории Южно-Курильского пролива практически всегда преобладают южные – юго-западные потоки с выносом вод через пролив Шпанберга и другие проливы Малой Курильской гряды [Фигуркин, Жигалов, 2010].

Основной промысел минтая ведётся с тихоокеанской стороны Южных Курил, здесь добывается более 80% всего улова. В течение 2000-х гг. вылов минтая составлял 7–10 тыс. т, в последнее десятилетие он увеличился до 70–105 тыс. т. Основные промысловые

скопления в весенние месяцы формируются преимущественно недалеко от берега в придонном слое шельфовой зоны и начале свала глубин [Овсянникова и др., 2021]. Летом рыба смещается дальше от берега за пределы шельфа и формирует скопления в верхней части промежуточных вод.

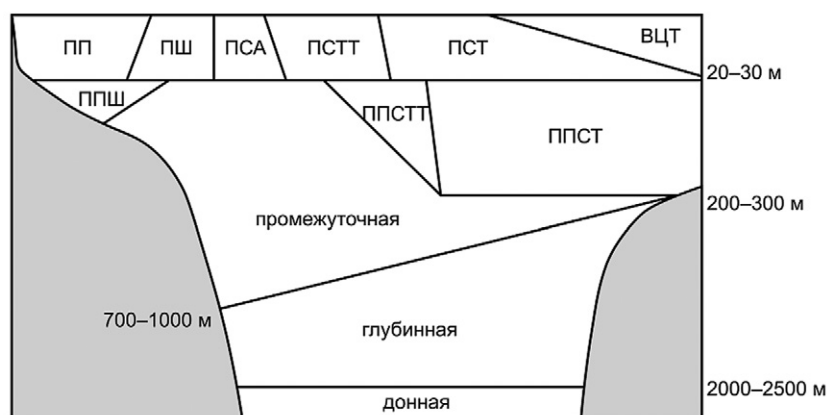
Особенности циркуляции вод определяют дрейф и распределение икры минтая по акватории ЮКР в марте [Овсянникова и др., 2010]. Очевидно, что межгодовая изменчивость поля течений и, соответственно, положение водных масс обуславливает не только распределение икры, но и оказывает влияние на её выживаемость. Это, в свою очередь, может являться одним из факторов формирования урожайности поколений минтая в ЮКР.

### Японское море

Климато-океанологическая система Японского моря, находящегося на южной периферии ареала минтая, принципиально отличается от условий в основных районах его обитания и, можно сказать, чужда этому виду. Прежде всего, Японское море является единственным морем Мирового океана, через которое проходит планетарный Субарктический фронт. Эта особенность определяет резкие различия между северо-западной – субарктической и юго-восточной – субтропической его частями. Активному поступлению субтропических вод в пределы моря с Цусим-

ским течением (в среднем  $2,6-2,7 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  [Taegue et al., 2005]) немало способствует сильный летний муссон, под действием которого расход течения в конце лета возрастает до  $7,2-7,7 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  [Hahn, 1991]. Напротив, зимой Японское море подвержено влиянию зимних муссонных ветров, из-за чего зимы в этом регионе весьма суровы. Огромные потери тепла поверхностью моря зимой в сочетании с отсутствием тёплого промежуточного слоя (океанические промежуточные воды не проникают в Японское море из-за мелководности проливов) обуславливают развитие мощной конвекции, которая до последнего времени вентилировала всю 3,5-километровую толщу вод моря. Этим объясняется исключительно высокое насыщение глубинных слоёв Японского моря кислородом – не ниже 4,9–5,2 мл/л в слое минимума кислорода на глубинах 1400–1800 м [Лучин, 2004]. Однако в последние десятилетия из-за потепления климата мощность глубокой конвекции уменьшилась примерно до 400 м, а склоновая конвекция, вентилировавшая придонный слой моря, сильно ослабла, поэтому в глубинном и придонном слоях содержание кислорода снижается.

Минтай в Японском море обитает преимущественно в промежуточной водной массе. Холодный подповерхностный слой здесь слабо развит, и в субарктическом секторе моря промежуточные воды располагаются непосредственно под сезонным пикноклином (рис. 16). На всей акватории моря эта водная масса



**Рис. 16.** Схема расположения водных масс на условном разрезе с северо-запада на юго-восток Японского моря. *Водные массы:* ПП – прибрежная поверхностная, ПШ – поверхностная шельфовая (Приморского течения), ПСА – поверхностная субарктическая, ПСТТ – поверхностная субтропическая трансформированная, ПСТ – поверхностная субтропическая, ВЦТ – Цусимского течения, ППШ – подповерхностная шельфовая, ППСТТ – подповерхностная субтропическая трансформированная, ППСТ – подповерхностная субтропическая. Подповерхностная субарктическая и донная шельфовая водные массы на схеме не показаны

**Fig. 16.** Scheme of water masses at conventional section in the Sea of Japan from northwest to southeast. *Water masses:* CS – coastal surface water, SS – surface shelf water (Primorskoye current), SSA – surface subarctic water, MSST – modified surface subtropical water, SST – surface subtropical water, TsCW – Tsushima current water, SSS – subsurface shelf water, MSSST – modified subsurface subtropical water, SSST – subsurface subtropical water. Subsurface subarctic water and bottom shelf water are not shown on the scheme

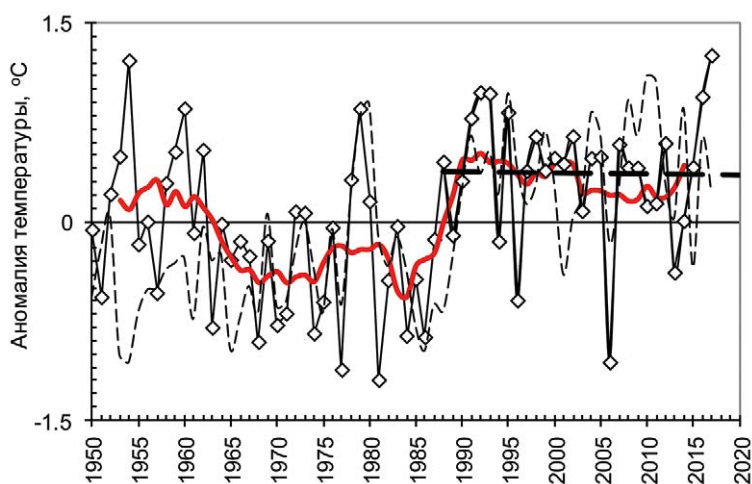
имеет примерно одинаковые характеристики (температура 0,5–1,5 °С, солёность от 34,04–34,06 на севере до 34,07–34,10 на юге моря), что позволило минтаю освоить как субарктический, так и субтропический сектора, безотносительно условий в верхнем слое моря.

Крупномасштабные изменения океанологических условий в Японском море в последние десятилетия направлены в сторону потепления во всех слоях. На поверхности потепление обусловлено, в основном, ослаблением зимнего муссона и потому более выражено в зимний сезон, причём, после сдвига 1988–1989 гг. сохраняется относительно стабильный режим с повышенной температурой (рис. 17). В промежуточной водной массе, вентилируемой зимой, рост температуры наблюдается и зимой, и летом, причём, он не прекратился, а лишь замедлился в последние годы (рис. 18). Межгодовые изменения температуры воды значительно превосходят изменения климатического масштаба по амплитуде, но происходят разнонаправленно. Помимо изменений термического режима, для Японского моря актуальны также тенденции усиления тёплых течений и смещения к северу Полярного фронта.

При широком распределении нагульного минтая, нерест его япономорских популяций проходит на нескольких локальных нерестилищах, расположение которых определяет популяционную структуру. Их локализация обусловлена особенностями циркуляции вод, т. к. в условиях Японского моря с сильными течениями для успешного воспроизводства важно,

чтобы пелагическая икра минтая не выносилась с нерестилищ в районы с иными, неблагоприятными для её развития условиями. Такой режим обеспечивается в трёх крупных заливах, где на периферии вдольбереговых течений образуются антициклонические круговороты: Корейском зал. и зал. Петра Великого на материковом побережье и зал. Исикари на западном побережье о. Хоккайдо. Соответственно выделяются корейская, приморская и хоккайдская популяции минтая. В российской литературе часто рассматривается ещё и западносахалинская популяция, однако её самостоятельность является предметом дискуссий. Хотя нерест минтая у берегов Юго-Западного Сахалина возможен, скорее всего, это является следствием экспансии хоккайдской популяции. На сахалинском побережье отсутствуют крупные заливы и соответственно условия для удержания икры минтая в пределах небольшого района с оптимальными условиями для её развития, который можно было бы рассматривать в качестве основного нерестилища. Для других популяций также свойственно расширение зон нереста в периоды высокой численности, при этом нерестовые зоны корейской и приморской популяции смыкаются. В частности, в юго-западной части зал. Петра Великого наблюдался нерест обеих популяций, но в разные сроки: корейского минтая – осенью, а приморского – весной [Фадеев, 1981].

Изменения климатического масштаба проявляются в динамике численности всех япономорских популяций минтая. В последние десятилетия для них характерна тенденция к снижению численно-



**Рис. 17.** Межгодовые изменения зимних аномалий температуры на поверхности южной (35–38° с. ш.) (сплошная линия) и северной (40–46° с. ш.) (пунктирная линия) частей Японского моря. Для южной части показаны результаты скользящего 7-летнего сглаживания (красная кривая) и современный линейный тренд (жирный пунктир)

**Fig. 17.** Interannual changes of winter SST anomalies for the southern (35–38° N) (solid line) and northern (40–46° N) (dashed line) zones of the Japan Sea. The 7-year smoothing (red curve) and recent linear trend (thick dashed line) are shown for the southern zone



**Рис. 18.** Межгодовые изменения летних аномалий температуры верхнего слоя промежуточных вод на стандартном разрезе по 132° в. д. (у континентального склона Приморья между 41°30'-42°20' с. ш.) в июне-августе. Показаны результаты скользящего 7-летнего сглаживания и современный линейный тренд

**Fig. 18.** Interannual changes of water temperature anomaly for the upper Intermediate water in summer, by the data of standard section along 132° E (between 41°30'-42°20'N, at the continental slope). The 7-year smoothing and recent linear trend are shown

сти (рис. 19). Однако межгодовые изменения запасов в разных популяциях могут различаться. Так, на фоне общего негативного тренда, наблюдались периоды роста численности минтая после появления одного или нескольких высокоурожайных поколений: в Восточно-Корейском заливе в 1968–1977 гг., в зал. Петра Великого – в 1973–1978, 1997–2003 и 2019–2022 гг., у минтая хоккайдской популяции – в 1968–1982 гг. [Шунтов и др., 1993, с дополнениями за последние годы]. Если депрессивное состояние представляется вполне логичным для популяций, обитающих на южной периферии ареала холодноводного вида, потепление климата сказывается на них неблагоприятно, то в межгодовом масштабе влияние условий среды на япономорский минтай неочевидно. На примере более крупных и более важных в промышленном отношении популяций минтая Охотского и Берингова морей известно, что в условиях повышенных температур могут формироваться относительно высокочисленные поколения минтая [см., напр., Давыдов, 1986]. Для Японского моря такая закономерность тоже вроде бы отмечается. Так, в периоды роста численности корейского минтая в 1950-х и 1970-х гг. в районе нерестилищ преобладали положительные аномалии температуры воды в зимний период [Шунтов и др., 1993]; изменения численности минтая у юго-западного побережья Сахалина в течение 1950–1970-х гг. удивительно синхронны с изменениями средней температуры воды на стандартном разрезе в Татарском

проливе в зимний период [Зверькова, 1981]. Г.М. Гаврилов и А.М. Безлюдный [1986] сообщают о формировании урожайных поколений минтая зал. Петра Великого в годы с положительными аномалиями температуры воды весной. Однако ещё более значительное повышение температуры воды у берегов Кореи в 1990-е гг., напротив, привело к коллапсу корейской популяции, а у берегов Сахалина в последние десятилетия минтая неизменно мало, несмотря на все вариации температуры.

Для объяснения влияния условий среды на воспроизводство и, следовательно, численность минтая в Японском море предложено несколько гипотез. В.П. Шунтов с соавторами [Шунтов и др., 1993] использует известную концепцию «совпадения-несовпадения» сроков перехода личинок на внешнее питание со сроками весенней вспышки развития планктона, предполагая, что в годы с повышенными температурами воды весной весенняя вспышка начинается раньше обычного, уже в марте, что благоприятно для питания личинок минтая. Однако эта гипотеза нуждается в подтверждении данными наблюдений. Во всяком случае, затруднительно распространять её на все популяции минтая в Японском море, сильно различающиеся по срокам нереста и весеннего «цветения». Другая гипотеза о механизме связи термических условий с успешностью воспроизводства минтая основывается на концепции «удерживания» личинок на высококормных участках моря: Л.М. Зверькова [1981]



Рис. 19. Годовой вылов минтая в Японском море Россией, Южной Кореей и Японией  
Fig. 19. Annual landing of walleye pollock in the Japan Sea by Russia, South Korea and Japan

отмечает, что годы с «тёплыми» зимами отличаются повышенной интенсивностью Цусимского течения, которое выносит икру и личинки минтая хоккайдской популяции в Татарский пролив, где личинки и молодь находят благоприятные условия для нагула. К сожалению, этот механизм «работал» лишь до 1970-х гг. В.А. Нуждин [2004] предполагает, что для минтая благоприятны периоды «общего похолодания». Ю.И. Зуенко [2008], анализируя влияние температуры верхних горизонтов промежуточных вод на численность поколений минтая зал. Петра Великого, заметил, что для сглаженных рядов характерна отрицательная связь – в периоды потепления популяция находилась в депрессии, а высокая численность наблюдалась в периоды длительных похолоданий 1950-х и 1970–1980-х гг., но после удаления сглаженного сигнала из анализируемых рядов обнаруживается положительная связь, хотя и неустойчивая – урожайные поколения минтая 1959, 1968, 1975 гг. сформировались в относительно «тёплые» годы, а слабые поколения 1966, 1970–1971, 1979–1980 гг. – в годы с относительно низкими температурами.

При анализе динамики численности поколений минтая в отдельных популяциях отмечено, что лишь смену долговременных тенденций можно интерпретировать как результат внешнего воздействия на популяции. В частности, современные негативные тренды изменения численности поколений (следствием которых является снижение запасов) связываются с изменениями климата в сторону потепления: для приморской популяции – с ростом температуры во всех слоях моря, включая промежуточный, что приво-

дит к неблагоприятной для минтая перестройке всей экосистемы [Зуенко, Нуждин, 2018], а для хоккайдской популяции – с усилением Цусимского течения, что препятствует удерживанию икры и личинок минтая в области с благоприятными для их развития условиями в зал. Исикари [Funamoto, 2011].

По результатам недавних исследований межгодовые изменения численности поколений минтая японских популяций регулируются биологическими механизмами, прежде всего, фактором плотности [Зуенко, Нуждин, 2018, 2020]. Попытка аппроксимации уравнением кривой Рикера зависимости индекса численности поколений приморского минтая от нерестового запаса показала, что соотношение запаса и пополнения для всей совокупности данных единой кривой Рикера аппроксимировать невозможно, так как параметры этой зависимости меняются с изменениями условий среды. В результате формируются «волны» численности с длиной «волны», сопоставимой с продолжительностью жизни минтая, внутри каждой из которых 1–2 урожайных поколения, появляющиеся в условиях низкого нерестового запаса, подавляют воспроизводство в другие годы. Механизмом, обеспечивающим отрицательную зависимость пополнения от запаса, помимо характерной для всех видов внутривидовой конкуренции за пищевые ресурсы, для минтая может быть также каннибализм, так как минтай поедает личинки и молодь своего вида [Шунтов и др., 1993].

После режимного сдвига к потеплению промежуточных вод Японского моря в начале 1990-х гг. (см. рис. 17) произошло резкое снижение ёмкости био-

топа приморской популяции минтая. В последующие десятилетия температура в промежуточном слое продолжала рост, а ёмкость биотопа для минтая — соответственно, сокращение, вплоть до нулевого значения в годы последней «волны» численности приморской популяции [Зуенко, Нуждин, 2018]. Поскольку промежуточные воды Японского моря имеют местное происхождение, рост их температуры является результатом региональной тенденции к ослаблению зимнего муссона: чем слабее Сибирский антициклон, тем устойчивее холодные северные, северо-западные ветры, тем меньше выхолаживается поверхность моря зимой и тем выше температура промежуточных вод в последующие годы.

Современные климатические изменения чрезвычайно сильно повлияли на экосистемы, находящиеся на южной периферии субарктической зоны, к северу от Субарктического фронта: летом поверхностный слой в этих районах стал сильно прогреваться, усилились вторжения в них субтропических вод, многие субтропические виды рыб и даже планктона стали мигрировать или переноситься течениями в эти районы, видовое разнообразие в прифронтовой зоне увеличилось, а продуктивность и обилие планктона снизились. В частности, В.П. Шунтов и др. [2010] указывают на снижение общего запаса планктона в российских водах Японского моря с 70 до 50 млн т, а Н.Т. Долганова и Ю.И. Зуенко отметили снижение в 1990-е гг. примерно вдвое биомассы основной пищи молодого минтая — зоопланктона непосредственно у берегов Приморья [Kang et al., 2012]. Происходит перестройка пограничной экосистемы, которая, номинально оставаясь субарктической, меняет свои характеристики, прежде всего продуктивность и эффективность функционирования, в направлении, приближающем их к характеристикам субтропических экосистем. В итоге минтай уже не является видом, хорошо приспособленным к жизни в такой, изменённой экосистеме, т. к. изменился видовой состав его пищи и уменьшилось её обилие, вместе с тем усилилась пищевая конкуренция со стороны других видов нектона, прежде всего, тихоокеанского кальмара. Поэтому в условиях продолжающегося потепления климата естественно ожидать сохранения неблагоприятных экологических последствий для минтая, обитающего на южной периферии субарктической зоны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Потепление вод в дальневосточных морях России, продолжающееся на протяжении не менее трёх последних десятилетий, оказывает сильное влияние на состояние различных популяций минтая.

В Беринговом море в период 1950–2020 гг. выявлены два климатических сдвига — в 1977 и 2014 гг., характеризовавшихся скачкообразным ростом температуры. При первом климатическом сдвиге произошёл переход от холодного (1950–1976 гг.) к умеренному (1977–2013 гг.) периоду, при втором — от умеренного к аномально тёплому (2014–2020 гг.) периоду. Урожайные поколения восточноберинговоморского минтая формировались только в умеренный период. В тёплый период выход минтая из зоны США в российские воды происходит с месячным опережением, что благоприятно для отечественного промысла в Нарваринском районе и Анадырском заливе.

Потепление вод Охотского моря в сочетании с тенденцией к уменьшению его ледовитости способствуют расширению ареала нагула минтая не только в северном направлении, но и в западную часть моря, характеризующуюся суровыми природными условиями, что повышает её рыбопромысловый потенциал.

Потепление Японского моря обуславливает депрессивную тенденцию для всех япономорских популяций минтая. Вместе с тем, на фоне депрессии в современных (аномально тёплых) условиях, по-прежнему, возможно формирование отдельных высокоурожайных поколений минтая любой япономорской популяции.

## Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов.

## Соблюдение этических норм

Все применимые этические нормы соблюдены.

## Финансирование

Работа выполнена в рамках бюджетного финансирования ФГБНУ «ВНИРО» и его филиалов, «ТИНРО» и «КамчатНИРО».

## ЛИТЕРАТУРА

- Антонов Н.П. 1991. Биология и динамика численности восточнокамчатского минтая. Автореф. ... канд. биол. наук. Владивосток: ИБМ ДВНЦ РАН. 23 с.
- Арсеньев В.С. 1967. Течения и водные массы Берингова моря. М.: Наука. 135 с.
- Басюк Е.О., Зуенко Ю.И. 2019. Берингово море 2018 — экстремально малоледовитый и тёплый год // Известия ТИНРО. Т. 198. С. 119–142.
- Борец Л.А. 1997. Донные ихтиоцены российского шельфа Дальневосточных морей: состав, структура, элементы функционирования и промысловое значение. Владивосток: ТИНРО. 216с.
- Булатов О.А. 2015. К вопросу о методологии прогнозирования запасов и стратегии промысла минтая // Труды ВНИРО. Т. 157. С. 45–70.

- Буслов А.В., Овсянников Е.Е. 2022. Некоторые аспекты биологии и промысла минтая *Theragra chalcogramma* юго-западной части Чукотского моря в связи с его размерно-возрастной структурой // Известия ТИНРО. Т. 202. № 2. С. 316–328.
- Буслов А.В., Тепнин О.Б., Дубинина А.Ю. 2004. Особенности экологии нереста и эмбриогенеза восточнокамчатского минтая // Известия ТИНРО. Т. 138. С. 282–298.
- Ванин Н.С. 2010. Термохалинная структура вод на юго-западном шельфе Чукотского моря при противоположных режимах атмосферной циркуляции летом 2003 и 2007 гг. // Метеорология и гидрология. № 7. С. 54–64.
- Васильков В.П., Глебова С.Ю. 1984. Факторы, определяющие урожайность поколений минтая *Theragra chalcogramma* (Pallas) (Gadidae) Западной Камчатки // Вопросы Ихтиологии. Т. 24. Вып. 4. С. 561–570.
- Гаврилов Г.М., Безлюдный А.М. 1986. Динамика численности минтая *Theragra chalcogramma* (Pallas) юго-западной части Японского моря // Тресковые дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО. С. 5–25.
- Давыдов И.В. 1986. О природе длительных изменений численности рыб и возможности их предвидения // Динамика численности промысловых животных дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО. С. 3–7.
- Давыдов И.В. 1984. О сопряженности развития океанологических условий в основных рыбопромысловых районах Дальневосточных морей // Известия ТИНРО. Т. 109. С. 3–16.
- Дашко Н.А. 1998. Метеорологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат. С. 25–91.
- Зверькова Л.М. 1981. Влияние естественных факторов и промысла на численность минтая северо-восточной части Японского моря // Экология, запасы и промысел минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 28–40.
- Золотов О.Г. 1991. Распределение и дрейф икры и личинок минтая у западного побережья Камчатки // Исследования биологии и динамики численности промысловых рыб Камчатского шельфа. Вып. 1. Ч. 1. С. 167–182.
- Зуенко Ю.И. 2008. Промысловая океанология Японского моря. Владивосток: ТИНРО. 227 с.
- Зуенко Ю.И., Басюк Е.О. 2017. Влияние изменений океанологических условий на состав и обилие зоопланктона в Наваринском промысловом районе Берингова моря и их значение для российского минтаевого промысла // Известия ТИНРО. Т. 189. С. 103–120.
- Зуенко Ю.И., Нуждин В.А. 2018. Влияние современных изменений океанологических условий в Японском море на состояние запасов приморской популяции минтая // Вопросы рыболовства. Т. 19. № 3. С. 377–386.
- Зуенко Ю.И., Нуждин В.А. 2020. Рикеровский анализ динамики численности двух популяций минтая в Японском море // Труды ВНИРО. Т. 179. С. 156–173.
- Ильинский О.К. 1965. Опыт выделения основных форм циркуляции над Дальним Востоком // Труды ДВНИГМИ. Вып. 20. С. 26–45.
- Карманов Г.Е. 1982. Некоторые особенности динамики Западно-Камчатских вод в период воспроизводства минтая // Экология и условия воспроизводства рыб и беспозвоночных дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТИНРО. С. 9–13.
- Качина Т.Ф., Сергеева Н.П. 1981. Динамика численности восточно-охотоморского минтая // Экология, запасы и промысел минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 19–27.
- Кивва К.К., Селиванова Ю.В., Писарева М.Н., Сумкина А.А. 2020. Роль физических процессов в формировании весеннего «цветения» фитопланктона в Беринговом море // Труды ВНИРО. Т. 181. С. 206–222.
- Кодрян К.В., Кивва К.К., Зубаревич В.Л., Педченко А.П. 2019. Водные массы западной части Чукотского моря в августе 2019 года и их гидрохимические особенности // Океанология. В печати.
- Котенёв Б.Н., Булатов О.А., Кровнин А.С. 2019. Перспективы отечественного рыболовства до 2035 года в условиях меняющегося климата // Вопросы рыболовства. Т. 20. № 4. С. 395–435.
- Кузнецов М.Ю., Басюк Е.О., Чульчиков Д.Н., Сыроваткин Е.В. 2013. Распределение и гидрологические условия обитания минтая в северо-западной части Берингова моря в летне-осенний период // Известия ТИНРО. Т. 174. С. 104–124.
- Лучин В.А. 2004. Газовый режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VIII. Японское море. Вып. 2. СПб.: Гидрометеиздат. С. 27–69.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. 1980. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат. 270 с.
- Нуждин В.А. 2004. Океанологические аспекты распределения и биологии минтая в водах Приморья // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Вып. 2. СПб.: Гидрометеиздат. С. 210–215.
- Овсянникова С.Л., Авдеев Г.В., Фигуркин А.Л., Овсянников Е.Е., Шейбак А.Ю. 2010. Нерест минтая и гидрологические условия у южных Курильских островов в марте 2007 г. // Вопросы рыболовства. Т. 11. № 3(43). С. 534–544.
- Овсянникова С.Л., Овсянников Е.Е., Новиков Ю.В. 2021. Распределение и условия обитания минтая *Theragra chalcogramma* у Южных Курильских островов // Известия ТИНРО. Т. 201. Вып. 2. С. 340–358.
- Орлов А.М., Бензик А.Н., Ведищева Е.В., Гафицкий С.В., Горбатенко К.М., Горянина С.В., Зубаревич В.Л., Кодрян К.В., Носов М.А., Орлова С.Ю., Педченко А.П., Рыбаков М.О., Соколов А.М., Сомов А.А., Субботин С.Н., Таптыгин М.Ю., Фирсов Ю.Л., Хлебородов А.С., Чикилев В.Г. 2019. Рыбхозяйственные исследования в Чукотском море на НИС «Профессор Леванидов» в августе 2019 г.: некоторые предварительные результаты // Труды ВНИРО. Т. 178. С. 206–220.
- Седаева О.С., Шевченко Г.В. 2001. О взаимосвязи сезонных вариаций уровня моря и атмосферного давления в районе Курильской гряды // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Ю.-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики Сахалинского центра ДВО РАН. С. 81–93.



- Фадеев Н.С. 1975. Распределение минтая в северной части Тихого океана // Известия ТИНРО. Т. 96. С. 143–148.
- Фадеев Н.С. 1981. Сроки размножения и нерестовых подходов минтая // Экология, запасы и промысел минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 3–18.
- Фадеев Н.С. 1987. Нерестилища и сроки размножения минтая северной части Охотского моря // Популяционная структура динамика численности и экология минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 5–22.
- Фадеев Н.С. 2001. Урожайность поколений североохотского минтая // Вопросы рыболовства. Т. 2. № 6. С. 299–318.
- Фигуркин А.Л. 2003. Океанологические условия шельфа и склона Охотского моря в холодную половину года и их влияние на нерест минтая. Автореф. ... канд. геогр. наук. Владивосток: ТИНРО-Центр. 24 с.
- Фигуркин А.Л., Жигалов И.А. 2010. Гидрометеорологические условия Южно-Курильского района в февралю-марте 2000–2009 гг. // Вопросы промысловой океанографии. Вып. 7, № 1. С. 34–51.
- Хен Г.В. 1997. Межгодовая динамика гидрологических областей на шельфе западной части Берингова моря в связи с меандрированием Камчатского течения // Известия ТИНРО. Т. 122. С. 480–492.
- Хен Г.В. 1999. Пространственно-временная характеристика вод Анадырского залива и прилегающей области шельфа в летне-осенний период // Известия ТИНРО. Т. 126. С. 587–602.
- Хен Г.В. 2010. Гидрометеорологическая характеристика западной части Берингова моря // Современное состояние экосистемы западной части Берингова моря. / ред. П.Р. Макаревич. Ростов н/Дон.: С. 14–36.
- Хен Г.В., Басюк Е.О., Кивва К.К. 2018. Водные массы и рыбные сообщества в северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей летом 2003–2010 гг. // Труды ВНИРО. Т. 173. С. 137–156.
- Хен Г.В., Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д. 2022. Многолетние изменения термических условий на поверхности дальневосточных морей и СЗТО и их связь с крупномасштабными климатическими процессами // Известия ТИНРО. Т. 202(1). С. 187–207.
- Чернявский В.И. 1981. Циркуляционные системы Охотского моря // Известия ТИНРО. Т. 105. С. 13–19.
- Шунтов В.П. 1985. Биологические ресурсы Охотского моря. М.: Агропромиздат. 224 с.
- Шунтов В.П. 2001. Биология дальневосточных морей России. Т. 1. Владивосток: ТИНРО. 580 с.
- Шунтов В.П., Волков А.Ф., Темных О.С., Дулепова Е.П. 1993. Минтай в экосистемах дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО. 426 с.
- Шунтов В.П., Волков А.Ф., Долганова Н.Т., Заволокин А.В., Темных О.С., Найдено С.В., Волвенко И.В. 2010. К обоснованию экологической ёмкости дальневосточных морей и субарктической Пацифики для пастбищного выращивания тихоокеанских лососей. Сообщение 2. Состав, запасы и динамика зоопланктона и мелкого нектона – кормовой базы тихоокеанских лососей // Известия ТИНРО. Т. 160. С. 185–208.
- Brown Z.W., Arrigo K.R. 2012. Contrasting trends in sea ice and primary production in the Bering Sea and Arctic Ocean // ICES J. Mar. Sci. V. 69(7). P. 1180–1193.
- Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. 1975. Bering Strait: the regional physical oceanography. University of Washington Press, Seattle and London. 172 p.
- Danielson S.L., Ahkinga O., Ashjian C., Basyuk E., Cooper L.W., Eisner L., Farley E., Iken K.B., Grebmeier J.M., Juranek L., Khen G., Jayne S.R., Kikuchi T., Ladd C., Lu K., McCabe R.M., Moore G.W.K., Nishino S., Ozenna F., Pickart R.S., Polyakov I., Stabeno P.J., Thoman R., Williams W.J., Wood K., Weingartner T.J. 2020. Manifestation and consequences of warming and altered heat fluxes over the Bering and Chukchi Sea continental shelves // Deep Sea Res. II. Vol. 177.
- Favorite F., Dodiemead A.J., Nasu K. 1976. Oceanography of the Subarctic Pacific region, 1960–1971 // International North Pacific Fisheries Commission. Bulletin number 33. 187 pp.
- Fayman P.A., Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y. 2020. New circulation features in the Okhotsk Sea from a numerical model // Izv. – Atmos. Ocean. Phys. V. 56(6). P. 618–631.
- Frey K.E., Moore G.W.K., Cooper L.W., Grebmeier J.M. 2015. Divergent patterns of recent sea ice cover across the Bering, Chukchi, and Beaufort seas of the Pacific Arctic Region // Progr. Oceanogr. V. 136. P. 32–49.
- Fujiwara A., Hirawake T., Suzuki K., Eisner L., Imai I., Nishino S., Kikuchi T., Saitoh S.I. 2016. Influence of timing of sea ice retreat on phytoplankton size during marginal ice zone bloom period on the Chukchi and Bering shelves // Biogeosciences. V. 13(1). P. 115–131.
- Funamoto T. 2011. Causes of walleye pollock (*Theragra chalcogramma*) recruitment decline in the northern Sea of Japan: implications for stock management // Fish. Oceanogr. V. 20. № 2. P. 95–103.
- Hahn S.D. 1991. Estimation of mean volume transport for Tsushima Warm Current // Bull. Fish. Res. Dev. Agency. № 45. P. 23–29.
- Kahru M., Brotas V., Manzano-Sarabia M., Mitchell B.G. 2011. Are phytoplankton blooms occurring earlier in the Arctic? // Glob. Change Biol. 17(4). P. 1733–1739.
- Kanamaru S., Kitano Y., Yoshida H. 1979. Distribution of Eggs and Larvae of Alaska Pollack in Waters around the Kamchatka Peninsula // Bull. Of Hokk. Reg. Fish. Res. Lab. V.44. P. 1–23.
- Kang Y.S., Jung S., Zuenko Y., Choi I., Dolganova N. 2012. Regional differences in response of mesozooplankton to long-term oceanographic changes (regime shifts) in the northeastern Asian marginal seas // Prog. Oceanogr. V. 97–100. P. 120–134.
- Kawaguchi Y., Nishioka J., Nishino S., Fujio S., Lee K., Fujiwara A., Yanagimoto D., Mitsudera H., Yasuda I. 2020. Cold water upwelling near the Anadyr Strait: Observations and simulations // J. Geophys. Res. Oceans. V. 125(9). 2020JC016238.
- Khen G.V. 1989. Oceanographic conditions and Bering Sea biological productivity // Proc. Int. Symp. Biol. Walley. Pollock. Nov. 1989, Anchorage, Alaska. Fairbanks (Alaska). P. 79–89.

- Khen G. V., Basyuk E. O., Vanin N. S., Matveev V. I.* 2013. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. V. 94. P. 106–120.
- Kinder T. H., Schumacher J. D.* 1981. Hydrographic structure over the continental shelf // *The Eastern Bering Sea: oceanography and resources*. Seattle: Univ. of Wash. Press. P. 31–52.
- Klyashtorin L. B.* 1998. Long-term climate change and main commercial fish production in the Atlantic and Pacific // *Fish. Res.* V. 37. P. 115–125.
- Minobe S., Nakamura M.* 2004. Interannual to decadal variability in the southern Okhotsk Sea based on a new gridded upper water temperature data set // *J. Geophys. Res.* V. 109. C09S05, doi:10.1029/2003JC001916.
- Minobe S., Sako A., Nakamura M.* 2004. Interannual to interdecadal variability in the Japan Sea based on a new gridded upper water temperature data set // *J. Phys. Oceanogr.* V. 34. P. 2382–2397.
- Ohshima K. I., Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G.* 2002. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res. Oceans*. V. 107(C11). P. 16.
- Ohtani K.* 1973. Oceanographic structure in the Bering Sea // *Mem. Fac. Fish. Hok. Univ.* V. 2. N 1. P. 64–106.
- Pilcher D. J., Cross J. N., Hermann A. J., Kearney K. A., Cheng W., Mathis J. T.* 2022. Dynamically downscaled projections of ocean acidification for the Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. V. 198.
- Pisareva M. N., Pickart R. S., Spall M. A., Nobre C., Torres D. J., Moore G. W. K., Whitledge T. E.* 2015. Flow of Pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // *Deep-Sea Res. I*. V. 105. P. 53–73.
- Serreze M. C., Crawford A. D., Stroeve J. C., Barrett A. P., Woodgate R. A.* 2016. Variability, trends, and predictability of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. V. 121(10). P. 7308–7325.
- Springer A. M., McRoy C. P.* 1993. The paradox of pelagic food webs in the northern Bering Sea – III. Patterns of primary production // *Cont. Shelf Res.* V. 13. № 5. P. 575–599.
- Stabeno P. J., Danielson S. L., Kachel D. G., Kachel N. B., Mordy C. W.* 2016. Currents and transport on the Eastern Bering Sea shelf: An integration of over 20 years of data // *Deep-Sea Res. II*. V. 134. P. 13–39.
- Taegue W. J., Hwang P. A., Jacobs G. A., Book J. W., Perkins H. T.* 2005. Transport variability across the Korea/Tsushima Strait and the Tsushima Island wake // *Deep-Sea Res.* V. 52. P. 1784–1801.
- Takenouti A. Y., Ohtani K.* 1974. Currents and water masses in the Bering Sea: A review of Japanese works // *Oceanography of the Bering Sea: with emphasis on renewable resources*. Inst. of Marine Science Univ. of Alaska, Fairbanks. P. 39–57.
- Thompson D. W. J., Wallace J. M.* 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Res. Lett.*, 25. P. 1297–1300.
- Weingartner T. J., Danielson S., Sasaki Y., Pavlov V., Kulakov M.* 1999. The Siberian Coastal Current: a wind and buoyancy-forced arctic coastal current // *J. Geophys. Res.* № 104. 29697–29713.
- Woodgate R. A.* 2018. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Prog. Oceanogr.* V. 160. P. 124–154.

## REFERENCES

- Antonov N. P.* 1991. Biology and dynamics of abundance of East Kamchatka pollock. Synopsis of candidate of science (biology) dissertation. Vladivostok: IBS FESC RAS. 23 p. (In Russ.).
- Arsen'ev, V. S.* 1967. Currents and Water Masses in the Bering Sea. Moscow: Nauka, 1967. (In Russ.).
- Basyuk E. O., Zuenko Yu. I.* 2019. Bering Sea: 2018 as the extreme low-ice and warm year // *Izvestiya TINRO*. 2019. V. 198(3). P. 119–142. (In Russ.).
- Borets L. A.* 1997. Bottom ichthyofauna of the Russian shelf of the Far Eastern seas: composition, structure, elements of functioning and commercial significance. Vladivostok: TINRO-Tsentr. 216 p. (In Russ.).
- Bulatov O. A.* 2015. On the question of the methodology of stock assessment forecasting and pollock fishery strategy // *Trudy VNIRO*. V. 157. P. 45–70. (In Russ.).
- Buslov A. V., Ovsyannikov E. E.* 2022. Some aspects of biology and fishery of walleye pollock *Theragra chalcogramma* in the southwestern Chukchi Sea relative to the size and age structure // *Izvestiya TINRO*. V. 202. No 2. P. 316–328. (In Russ.).
- Buslov A. V., Tepnin O. B., Dubinina A. Yu.* 2004. Some features of spawn ecology and embryogenesis of the East Kamchatka walleye pollock // *Izvestiya TINRO*. V. 138. P. 282–298. (In Russ.).
- Vanin N. S.* 2010. Thermohaline water structure on the southwestern Chukchi Sea shelf under conditions of opposite regimes of atmospheric circulation in summer periods of 2003 and 2007 // *Russian Meteorology and Hydrology*. V. 35. No 7. P. 468–475.
- Vasil'kov V. P., Glebova S. Yu.* 1984. Factors determining year-class strength of West Kamchatka walleye pollock *Theragra chalcogramma* (Pallas) (Gadidae) // *Journal of Ichthyology*. V. 24. No 4. P. 561–570. (In Russ.).
- Gavrilov G. M., Bezlyudnyy A. M.* 1986. Population dynamics of pollock *Theragra chalcogramma* (Pallas) in the southwestern part of the Sea of Japan. In: *Codfish of the Far Eastern seas*. Vladivostok: TINRO. P. 5–25. (In Russ.).
- Davydov I. V.* 1986. On nature of long-term changes in fish abundance and possibility of their prediction // *Abundance dynamics of commercial animals of the Far Eastern seas*. Vladivostok: TINRO. P. 3–7. (In Russ.).
- Davydov I. V.* 1984. On associativity of oceanographic conditions development in the main fisheries areas of the Far East seas // *Izvestiya TINRO*. V. 109. P. 3–16. (In Russ.).
- Dashko N. A.* 1998. Meteorological regime // *Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas*. V. 9. Okhotsk Sea. Issue 1. Hydrometeorological conditions. Leningrad: Gidrometeoizdat. P. 25–91.
- Zverkova L. M.* 1981. Influence of natural factors and fisheries on pollock abundance in the northeast Sea of Japan // *Ecology, stocks and fisheries of pollock*. Vladivostok: TINRO. P. 28–40. (In Russ.).

- Zolotov O.G. 1991. Distribution and drift of eggs and larvae of pollock off western coast of Kamchatka // Investigation of biology and abundance dynamics of commercial fishes of Kamchatka shelf. V. 1. Part 1. P. 167–182. (In Russ.).
- Zuenko Yu.I. 2008. Fisheries oceanography of the Sea of Japan. Vladivostok: TINRO. 227 p. (In Russ.).
- Zuenko Yu.I., Basyuk E.O. 2017. 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 // Izvestiya TINRO. V. 189. P. 103–120. (In Russ.).
- Zuenko Yu.I., Nuzhdin V.A. 2018. Impact of modern changes of oceanographic conditions in the Sea of Japan on state of the Primorye pollock population // Problems of Fisheries. V. 19. No 3. P. 377–386. (In Russ.).
- Zuenko Yu.I., Nuzhdin V.A. 2020. Ricker analysis of dynamics for two populations of walleye pollock in the Sea of Japan // Trudy VNIRO. V. 179. P. 156–173. (In Russ.).
- Il'inskii O.K. 1965. Experience of defining the main forms of atmospheric circulation over the Far East // Trudy DVNIGMI. V. 20. P. 26–45. (In Russ.).
- Karmanov G.E. 1982. Some peculiarities of dynamics of West-Kamchatka waters during pollock spawning period // Ecology and reproduction conditions of fish and invertebrates of Far East seas and north-western Pacific Ocean. Vladivostok: TINRO. P. 9–13. (In Russ.).
- Kachina T.F., Sergeeva N.P. 1981. Dynamics of abundance of east Okhotsk Sea pollock // Ecology, stocks and fisheries of pollock. Vladivostok: TINRO. P. 19–27. (In Russ.).
- Kivva K.K., Selivanova Yu.V., Pisareva M.N., Sumkina A.A. 2020. Role of physical processes in formation of spring phytoplankton bloom in the Bering Sea // Trudy VNIRO. V. 181. P. 206–222. (In Russ.).
- Kodryan K.V., Kivva K.K., Zubarevich V.L., Pedchenko A.P. Water masses in the western part of the Chukchi Sea in August 2019 and their hydrochemical features // Oceanology. In press.
- Kotenev B.N., Bulatov O.A., Krovniin A.S. 2019. Prospects of national fishery by 2035 under the changing climate // Problems of Fisheries. V. 20. No 4. P. 395–435. (In Russ.).
- Kuznetsov M. Yu., Basyuk E.O., Chulchekov D.N., Syrovatkin E.V. 2013. Distribution and oceanographic conditions of habitat for walleye pollock in the northwestern Bering Sea in summer-fall season // Izvestiya TINRO. V. 174. P. 104–124. (In Russ.).
- Luchin V.A. 2004. Gaseous regime // Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. Vol. VIII. Sea of Japan. Issue 2. Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat. P. 27–69. (In Russ.).
- Nikiiforov E.G., Shpaikher A.O. 1980. Regularities of the formation of largescale fluctuations in the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat. 270 p. (In Russ.).
- Nuzhdin V.A. 2004. Oceanographic aspects of distribution and biology of pollock in the waters of Primorye // Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. Vol. VIII. Sea of Japan. Issue 2. Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat. C. 210–215. (In Russ.).
- Ovsyannikova S.L., Avdeev G.V., Figurkin A.L., Ovsyannikov E.E., Sheybak A. Yu. 2010. Walleye pollock spawning and hydrological conditions off the southern Kuril Islands in March 2007 // Problems of Fisheries. V. 11. No 3(43). P. 534–544. (In Russ.).
- Ovsyannikova S.L., Ovsyannikov E.E., Novikov Y.V. 2021. The distribution of walleye pollock, *Theragra chalcogramma*, and conditions of its habitat off the southern Kuril Islands // Russian Journal of Marine Biology. V. 47. No 7. P. 548–562. (In Russ.).
- Orlov A.M., Benzik A.N., Vedishcheva E.V., Gafitsky S.V., Gorbatenko K.M., Goryanina S.V., Zubarevich V.L., Kodryan K.V., Nosov M.A., Orlova S. Yu., Pedchenko A.P., Rybakov M.O., Sokolov A.M., Somov A.A., Subbotin S.N., Tapygin M. Yu., Firsov Yu.L., Khleborodov A.S., Chikilev V.G. 2019. Fisheries research in the Chukchi Sea at the RV «Professor Levaniidov» in August 2019: some preliminary results // Trudy VNIRO. V. 178. P. 206–220. (In Russ.).
- Sadaeva O.S., Shevchenko G.V. 2001. On interconnection of seasonal variations of sea level and atmospheric pressure in the Kuril chain region // Dynamical processes on the shelf of Sakhalin and Kuril Islands. S-Sakhalinsk, Institute of marine geology and geophysics FEB RAS. P. 81–93. (In Russ.).
- Fadeev N.S. 1975. Distribution of walleye pollock in the northern Pacific ocean // Izvestiya TINRO. V. 96. P. 143–148. (In Russ.).
- Fadeev N.S. 1981. Timing of reproduction and spawning migrations of pollock // Ecology, stocks and fisheries of pollock. Vladivostok: TINRO. P. 3–18. (In Russ.).
- Fadeev N.S. 1987. Spawning grounds and timing of reproduction of pollock of the northern Okhotsk Sea // Population structure, abundance dynamics, and ecology of walleye pollock. Vladivostok: TINRO. P. 5–22. (In Russ.).
- Fadeev N.S. 2001. Strength of year-classes of north-okhotsk pollock // Problems of Fisheries. V. 2. No 6. P. 299–318. (In Russ.).
- Figurkin A.L. 2003. Oceanographic conditions of shelf and slope of the Sea of Okhotsk during cold season and their influence on pollock spawning. Synopsis of candidate of science (geography) dissertation. Vladivostok: TINRO-Tsentr. 24 p. (In Russ.).
- Figurkin A.L., Zhigalov I.A. 2010. Hydrometeorological conditions of the south Kuril region in February-March 2000–2009 // Issues of fisheries oceanography. V. 7. No 1. P. 34–51. (In Russ.).
- Khen G.V. 1997. Interannual dynamics of hydrological domains at the western Bering Sea shelf in relation to Kamchatka Current meandering // Izvestiya TINRO. V. 122. P. 480–492. (In Russ.).
- Khen G.V. 1999. Spatiotemporal characteristic of waters of Gulf of Anadyr and adjacent shelf domain during summer-autumn period // Izvestiya TINRO. V. 126. P. 587–602. (In Russ.).
- Khen G.V. 2010. Hydrometeorological characteristic of the western Bering Sea // Present state of the ecosystem of the western Bering Sea / Ed. P.R. Makarevich. Rostov-on-Don. P. 14–36. (In Russ.).

- Khen G.V., Basyuk E.O., Kivva K.K. 2018. Water masses and fish communities in north-western part of the Bering Sea and western part of the Chukchi Sea in 2003–2010 // Trudy VNIRO. V. 173. P. 137–156. (In Russ.).
- Khen G.V., Ustinova E.I., Sorokin Yu.D. 2022. Long-term changes in thermal conditions on the surface of the Far-Eastern seas and north-west Pacific and their relationship with large-scale climate processes // Izvestiya TINRO. V. 202(1). P. 187–207. (In Russ.).
- Chernyavsky V.I. 1981. Circulational systems of the Sea of Okhotsk // Izvestiya TINRO. V.105. P. 13–19. (In Russ.).
- Shuntov V.P. 1985. Biological resources of the Sea of Okhotsk. Moscow: Agropromizdat. 224 p. (In Russ.).
- Shuntov V.P. 2001. Biology of the Far Eastern Seas of Russia. Vladivostok: TINRO-Tsentr. V. 1. 580 p. (In Russ.).
- Shuntov V.P., Volkov A.F., Temnykh O.S., Dulepova E.P. 1993. Walleye pollock in the ecosystems of the Far Eastern Seas. Vladivostok: TINRO Publish. 426 p. (In Russ.).
- Shuntov V.P., Volkov A.F., Dolganova N.T., Zavolokin A.V., Temnykh O.S., Naydenko S.V., Volvenko I.V. 2010. To substantiation of carrying capacity of the far-eastern seas and subarctic Pacific for Pacific salmon pasturing. Report 2. Composition, stock, and dynamics of zooplankton and small nekton as forage base of Pacific salmon // Izvestiya TINRO. V. 160. P. 185–208. (In Russ.).
- Brown Z.W., Arrigo K.R. 2012. Contrasting trends in sea ice and primary production in the Bering Sea and Arctic Ocean // ICES J. Mar. Sci. V. 69(7). P. 1180–1193.
- Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. 1975. Bering Strait: the regional physical oceanography. University of Washington Press, Seattle and London. 172 p.
- Danielson S.L., Ahkinga O., Ashjian C., Basyuk E., Cooper L.W., Eisner L., Farley E., Iken K.B., Grebmeier J.M., Juranek L., Khen G., Jayne S.R., Kikuchi T., Ladd C., Lu K., McCabe R.M., Moore G.W.K., Nishino S., Ozenna F., Pickart R.S., Polyakov I., Staben P.J., Thoman R., Williams W.J., Wood K., Weingartner T.J. 2020. Manifestation and consequences of warming and altered heat fluxes over the Bering and Chukchi Sea continental shelves // Deep Sea Res. II. Vol. 177.
- Favorite F., Dodiemead A.J., Nasu K. 1976. Oceanography of the Subarctic Pacific region, 1960–1971 // International North Pacific Fisheries Commission. Bulletin number 33. 187 pp.
- Fayman P.A., Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y. 2020. New circulation features in the Okhotsk Sea from a numerical model // Izv. – Atmos. Ocean. Phys. V. 56(6). P. 618–631.
- Frey K.E., Moore G.W.K., Cooper L.W., Grebmeier J.M. 2015. Divergent patterns of recent sea ice cover across the Bering, Chukchi, and Beaufort seas of the Pacific Arctic Region // Progr. Oceanogr. V. 136. P. 32–49.
- Fujiwara A., Hirawake T., Suzuki K., Eisner L., Imai I., Nishino S., Kikuchi T., Saitoh S.I. 2016. Influence of timing of sea ice retreat on phytoplankton size during marginal ice zone bloom period on the Chukchi and Bering shelves // Biogeosciences. V. 13(1). P. 115–131.
- Funamoto T. 2011. Causes of walleye pollock (*Theragra chalcogramma*) recruitment decline in the northern Sea of Japan: implications for stock management // Fish. Oceanogr. V. 20. № 2. P. 95–103.
- Hahn S.D. 1991. Estimation of mean volume transport for Tsushima Warm Current // Bull. Fish. Res. Dev. Agency. № 45. P. 23–29.
- Kahru M., Brotas V., Manzano-Sarabia M., Mitchell B.G. 2011. Are phytoplankton blooms occurring earlier in the Arctic? // Glob. Change Biol. 17(4). P. 1733–1739.
- Kanamaru S., Kitano Y., Yoshida H. 1979. Distribution of Eggs and Larvae of Alaska Pollack in Waters around the Kamchatka Peninsula // Bull. Of Hokk. Reg. Fish. Res. Lab. V.44. P. 1–23.
- Kang Y.S., Jung S., Zuenko Y., Choi I., Dolganova N. 2012. Regional differences in response of mesozooplankton to long-term oceanographic changes (regime shifts) in the northeastern Asian marginal seas // Prog. Oceanogr. V. 97–100. P. 120–134.
- Kawaguchi Y., Nishioka J., Nishino S., Fujio S., Lee K., Fujiwara A., Yanagimoto D., Mitsudera H., Yasuda I. 2020. Cold water upwelling near the Anadyr Strait: Observations and simulations // J. Geophys. Res. Oceans. V. 125(9). 2020JC016238.
- Khen G.V. 1989. Oceanographic conditions and Bering Sea biological productivity // Proc. Int. Symp. Biol. Walleye. Pollock. Nov. 1989, Anchorage, Alaska. Fairbanks (Alaska). P. 79–89.
- Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I.. 2013. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // Deep-Sea Res. II. V. 94. P. 106–120.
- Kinder T.H., Schumacher J.D. 1981. Hydrographic structure over the continental shelf // The Eastern Bering Sea: oceanography and resources. Seattle: Univ. of Wash. Press. P. 31–52.
- Klyashtorin L.B. 1998. Long-term climate change and main commercial fish production in the Atlantic and Pacific // Fish. Res. V. 37. P. 115–125.
- Minobe S., Nakamura M. 2004. Interannual to decadal variability in the southern Okhotsk Sea based on a new gridded upper water temperature data set // J. Geophys. Res. V. 109. C09S05, doi:10.1029/2003JC001916.
- Minobe S., Sako A., Nakamura M. 2004. Interannual to interdecadal variability in the Japan Sea based on a new gridded upper water temperature data set // J. Phys. Oceanogr. V.34. P. 2382–2397.
- Ohshima K.I., Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G. 2002. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. J. Geophys. Res. Oceans. V. 107(C11). P. 16.
- Ohtani K. 1973. Oceanographic structure in the Bering Sea // Mem. Fac. Fish.Hok.Univ. V. 2. N 1. P. 64–106.
- Pilcher D.J., Cross J.N., Hermann A.J., Kearney K.A., Cheng W., Mathis J.T. 2022. Dynamically downscaled projections of ocean acidification for the Bering Sea // Deep-Sea Res. II. V. 198.
- Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A., Nobre C., Torres D.J., Moore G.W.K., Whitledge T.E. 2015. Flow of pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // Deep-Sea Res. I. V. 105. P. 53–73.
- Serreze M. C., Crawford A. D., Stroeve J. C., Barrett A. P., Woodgate R.A. 2016. Variability, trends, and predictability

- of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. V. 121(10). P. 7308–7325.
- Springer A.M., McRoy C.P.* 1993. The paradox of pelagic food webs in the northern Bering Sea – III. Patterns of primary production // *Cont. Shelf Res.* V. 13. № 5. P. 575–599.
- Stabeno P.J., Danielson S.L., Kachel D.G., Kachel N.B., Mordy C.W.* 2016. Currents and transport on the Eastern Bering Sea shelf: An integration of over 20 years of data // *Deep-Sea Res. II*. V. 134. P. 13–39.
- Taegue W.J., Hwang P.A., Jacobs G.A., Book J.W., Perkins H.T.* 2005. Transport variability across the Korea/Tsushima Strait and the Tsushima Island wake // *Deep-Sea Res.* V. 52. P. 1784–1801.
- Takenouti A.Y., Ohtani K.* 1974. Currents and water masses in the Bering Sea: A review of Japanese works // *Oceanography of the Bering Sea: with emphasis on renewable resources*. Inst. of Marine Science Univ. of Alaska, Fairbanks. P. 39–57.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M.* 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Res. Lett.*, 25. P. 1297–1300.
- Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y., Pavlov V., Kulakov M.* 1999. The Siberian Coastal Current: a wind and buoyancy-forced arctic coastal current // *J. Geophys. Res.* № 104. 29697–29713.
- Woodgate R.A.* 2018. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Prog. Oceanogr.* V. 160. P. 124–154.

Поступила в редакцию 07.10.2022 г.  
Принята после рецензии 20.10.2022 г.