

УДК 551.46(265.51)

А.Г. Андреев¹, Г.В. Хен^{2*}

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43;

² Тихоокеанский филиал ВНИРО (ТИНРО),
690091, г. Владивосток, пер. Шевченко, 4

ВЛИЯНИЕ НОДАЛЬНОГО (ДЕКЛИНАЦИОННОГО) ПРИЛИВА НА ТЕРМОХАЛИННУЮ СТРУКТУРУ ВОД, УРОВЕНЬ МОРЯ И ГЕОСТРОФИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Анализ спутниковых данных по уровню моря, скоростям геострофических течений и данных буев Арго показал наличие межгодовой изменчивости термохалинной структуры и динамики вод в юго-западной части Берингова моря, вызванной нодальным (деклинационным) приливом с периодом 18,6 года. Установлено, что усиление приливов приводит к снижению уровня моря и образованию циклонической циркуляции вод к северу и к югу от прол. Ближнего. В Беринговом море не наблюдается поток вод, направленный на север от прол. Ближнего к побережью материка. В Тихом океане ослабевают направленные на запад вдоль прол. Ближнего и Командорских островов поток вод Аляскинского струйного течения. Снижение уровня моря обусловлено увеличением солености/плотности вод в слое 50–400 м за счет усиления приливного перемешивания в Алеутских проливах и прол. Ближнем. Усиление (ослабление) приливов сопровождалось понижением (повышением) температуры поверхностного слоя вод в юго-западной части Берингова моря (1989–2018 гг.) и уменьшением (увеличением) уловов нерки в зоне восточной Камчатки (1971–2018 гг.) и в районе Алеутских островов (1985–2018 гг.).

Ключевые слова: Берингово море, приливы, уровень моря, геострофические течения, термохалинная структура вод, температура морской воды, уловы нерки.

DOI: 10.26428/1606-9919-2020-200-951-964.

Andreev A.G., Khen G.V. Effect of the nodal declination tide on the thermohaline water structure, sea surface heights and geostrophic currents in the southwestern Bering Sea // *Izv. TINRO*. — 2020. — Vol. 200, Iss. 4. — P. 951–964.

Satellite data on the sea level heights and data of Argo floats for the southwestern Bering Sea and adjacent area of the North Pacific are analyzed. Interannual variability of the thermohaline structure and water dynamics caused by the nodal (declination) tide with the period of 18.6 years is revealed. The tidal-induced 18.6-year variability is traced in variations of the sea level, water temperature and direction and velocity of the geostrophic currents. Extreme strengthening (in 2006) and weakening (in 1997 and 2015) of nodal tides

* Андреев Андрей Григорьевич, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: andreev@poi.dvo.ru; Хен Геннадий Васильевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: gennady.khen@tinro-center.ru.

Andreev Andrey G., Dr. Geogr., leading researcher, Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Ac. Sci., 43, Baltiyskaya Str., Vladivostok, 690041, Russia, e-mail: andreev@poi.dvo.ru; Khen Gennady V., Ph.D., leading researcher, Pacific branch of VNIRO (TINRO), 4, Shevchenko Alley, Vladivostok, 690091, Russia, e-mail: gennady.khen@tinro-center.ru.

led to lowering/rising of the sea level heights in the southwestern Bering Sea and in the areas southward from the Near Strait and Commander Islands. The sea level lowering was associated with increasing of salinity and water density in the layer of 50–400 m; as the result, the salinity and density at the depth of temperature minimum (~100 m) were higher in 2005–2006 than in 2015–2016 by 0.20 psu and 0.14 kg · m⁻³, respectively. This increasing can be explained by transformation of the Alaskan Stream waters due to intensified tidal mixing in the Aleutian Passes and in the Near Strait. No statistically significant correlation between the sea level and amplitude of the nodal tide was found in the areas remoted from the straits. Another consequence of the sea level lowering was an appearance of cyclonic circulation northward and southward from the Near Strait and weakening of the Alaskan Stream in spring of 2006, with cessation of the flow from the Near Strait to the mainland coast that caused SST decreasing in the southwestern Bering Sea. Intensification (weakening) of nodal tides was accompanied by decreasing (increasing) of sockeye salmon catches at East Kamchatka and Aleutian Islands.

Key words: Bering Sea, nodal tide, sea surface height, geostrophic current, thermohaline structure, water temperature, sockeye salmon.

Введение

Район Алеутских и Командорских островов, материковый склон и шельф Берингова моря — это зоны, характеризующиеся значительными приливными колебаниями уровня моря и сильными приливными течениями [Kowalik, 1999; Foreman et al., 2006]. Перемешивание вод в проливах, вызванное приливами, приводит к изменению структуры субарктических вод и является важным механизмом поставки биогенных элементов в фотический слой Берингова моря. Амплитуда приливов в зоне Алеутских и Командорских островов и материкового склона Берингова моря претерпевает межгодовые вариации, связанные с нодальным (деклинационным) циклом 18,6 года [Foreman et al., 2006]. Нодальное изменение прилива обусловлено изменением лунного склонения [Rossiter, 1962] и имеет наибольший эффект в высоких широтах [Максимов, Смирнов, 1965]. Увеличение амплитуды и скорости приливных течений сопровождается увеличением диссипации приливной энергии в зоне шельфа и материкового склона Берингова моря и в районе Алеутских и Командорских островов [Foreman et al., 2006]. Усиление приливного перемешивания понижает плотностную стратификацию вод и, следовательно, создает благоприятные условия для более глубокой вентиляции подповерхностных слоев вод в зимний период. Изменение термохалинной структуры вод должно оказывать влияние на уровень моря и на направление и скорости геострофических течений, определяемые горизонтальными градиентами уровня моря, в Беринговом море и на северной границе тихоокеанской субарктики.

Наличие двадцатилетней изменчивости в физических и химических параметрах морской воды в субарктической зоне Тихого океана и в Беринговом море было показано в ряде работ. Ройер [Royer, 1993] установил наличие низкочастотных колебаний температуры в подповерхностном слое вод северной части зал. Аляска и предположил их связь с приливным циклом 18,6 года. Данные, представленные в работе Андреева и Ватанабе [Andreev, Watanabe, 2002], демонстрируют изменчивость солёности поверхностных вод (100 м) в Беринговом море (50–60° N 180–170° W) с периодом 20 лет. Андреев и Батурина [Andreev, Baturina, 2006] показали, что в периоды усиления приливов (1949–1952, 1967–1970, 1986–1990 гг.) воды в зоне Алеутских проливов характеризовались повышенной солёностью и концентрацией растворенного кислорода соответственно в поверхностном и промежуточных слоях. Они установили, что межгодовые изменения поверхностной солёности и концентрации растворенного кислорода в промежуточных водах на западной границе тихоокеанской субарктики тесно связаны с интенсивностью приливного перемешивания в районе Алеутских и Курильских островов. Осафуне и Ясуда [Osafune, Yasuda, 2010] исследовали межгодовые вариации параметров морской воды в юго-восточной части Берингова моря и их связь с нодальным приливом. Они определили, что в периоды усиления приливов

повышаются соленость и плотность в поверхностном слое и уменьшается глубина залегания изопикнических поверхностей. На изопикнах в промежуточном слое вод потенциальная температура и кажущееся потребление растворенного кислорода (разность между растворимостью кислорода и его содержанием) понижаются.

Цель исследования — показать межгодовые изменения уровня моря, термохалинной структуры вод, температуры поверхностного слоя вод и геострофических течений в юго-западной части Берингова моря, вызванные нодальным приливом. Дополнительно проведен анализ сравнения уловов лосося в зонах восточной Камчатки, западной части Берингова моря и Алеутских островов с амплитудой нодального прилива.

Материалы и методы

Исследования основываются на информации по уровню моря и скоростям геострофических течений с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (для исследуемого района: ~ 30 км по долготе и ~ 15 км по широте) и временным разрешением 1 день, полученной по данным спутниковых измерений [база данных «Коперникус», <http://marine.copernicus.eu>] за период с 1993 по 2018 г. Объединенный массив «Коперникус» включает в себя скорректированные альтиметрические данные, полученные со спутников Cryosat-2, Jason-1, Jason-2, Envisat, TOPEX/Poseidon, GFO-1, ERS-1 и ERS-2. Для коррекции альтиметрических данных применяется глобальная приливная модель. Поправки на изменения уровня моря, вызванные изменением атмосферного давления, рассчитываются по уравнению обратного барометра. При расчете геострофических течений используется средняя динамическая топография океана MDT CNES-CLS-09. Величина ошибки спутниковых данных по уровню моря (SSH), полученных в период с 2002 г. по настоящее время, составляет 1–2 см на расстоянии, превышающем 20–40 км от берега [Ablain et al., 2015]. Исходя из принятой величины ошибки SSH, ошибка рассчитанных скоростей геострофических течений для исследуемого района составляет 3–6 см/с.

При исследовании временной изменчивости температуры поверхностных вод (SST) использованы данные Центра диагностики климата [<http://www.esrl.noaa.gov>] с пространственным разрешением $1,9^\circ \times 1,9^\circ$ (~ 220 км по долготе и ~ 110 км по широте). Для построения карт распределения SST использованы спутниковые данные, полученные с ИСЗ Aqua с пространственным разрешением 4 км [<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>].

В работе использованы данные буев Арго (вертикальные профили температуры, солености и плотности), предоставленные Национальным Агентством по изучению атмосферы и океана (NOAA) [<http://www.nodc.noaa.gov/argo>]. Информация по уловам лосося была взята на сайте международной Комиссии по анадромным рыбам в северной части Тихого океана (NPAFC) [<http://www.npafc.org>]. База данных NPAFC содержит информацию по коммерческим уловам (commercial catches) лосося в зонах восточной Камчатки (включая зал. Олюторский), западной части Берингова моря (корякское побережье и зал. Анадырь) (1971–2018 гг.) и в районе Алеутских островов и западной части п-ова Аляска (1985–2018 гг.) и по уловам лосося «коренных малых народностей Севера (КМНС)» (1995–2018 гг.).

В наших исследованиях используются данные по среднемесячной разнице в уровне моря в периоды полной и малой воды (MHHW-MLLW) на мареографной станции в зоне Алеутских островов (о. Адак, $51,5^\circ$ N $176,4^\circ$ W) [<https://tidesandcurrents.noaa.gov>]. В дополнение к изменчивости в приливах с периодом 18,6 года в зоне Берингова моря выделяются шестимесячные периодические изменения, возникающие в результате наложения приливных составляющих K1 и P1 [Foreman et al., 2006]. Для расчета коэффициентов корреляции между амплитудой приливов и уровнем моря, SST и уловами лосося мы использовали среднегодовую разницу в уровнях моря в периоды полной и малой воды. Среднегодовая разность уровней рассчитывалась осреднением среднемесячных данных.

В районе исследования максимальные приливы наблюдались в 2006 г., а минимальные — в 1997 и 2015 гг. (рис. 1, А). Поток приливной энергии, поступивший в

Берингово море в апреле 2006 г., был приблизительно на 23 % больше, чем аналогичное значение за апрель 1997 г. [Foreman et al., 2006]. Увеличение приливной энергии на 23 % является средним для всего Берингова моря, и оно различается для отдельных регионов в зависимости от относительного размера суточных и полусуточных приливных составляющих. В прол. Амчитка (51,8° N 180° E), где суточные составляющие пропорционально больше, увеличение потока с 1997 по 2006 г. составило 36 %. А к югу от мыса Наварин, где преобладает приливная компонента K1, увеличение диссипации энергии приливов за счет трения об дно с 1997 по 2006 г. оценивается примерно в 60 % [Foreman et al., 2006].

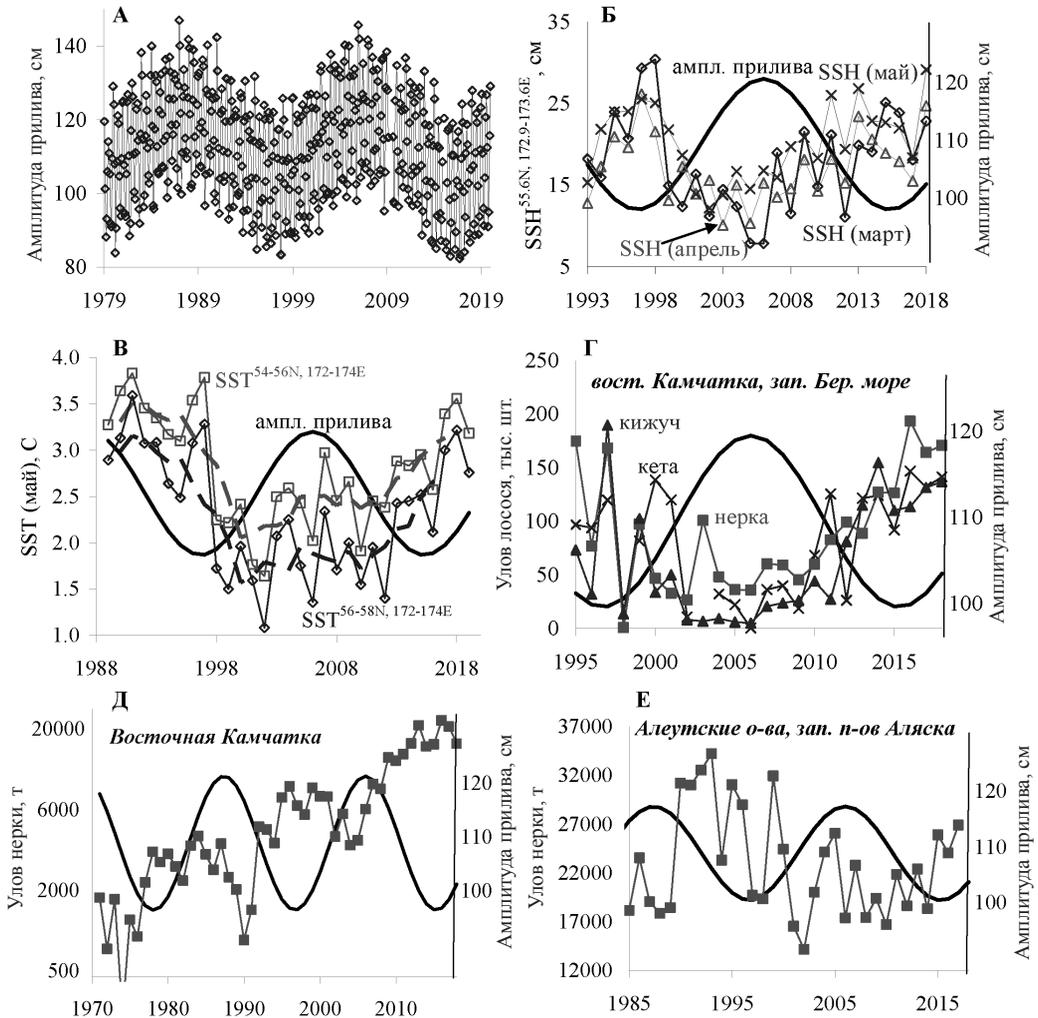


Рис. 1. Временная изменчивость среднемесячной (А) и среднегодовой амплитуды прилива на станции Адак, межгодовые изменения уровня моря (SSH) (Б) и температуры поверхностного слоя вод (SST) (В) в Беринговом море; межгодовые изменения уловов лосося «коренными малыми народностями Севера» в зонах западной части Берингова моря (кижуч) и восточной Камчатки (кета, нерка) (Г) и межгодовые изменения коммерческих уловов нерки в районе восточной Камчатки (Д) и в зоне Алеутских островов и западной части п-ова Аляска (Е). Улов кижуча увеличен в 5 раз

Fig. 1. Temporal variability of monthly (A) and annually mean tidal amplitude at Adak Island and interannual changes of the sea level height (B) and sea surface temperature (B) in the Bering Sea; interannual changes of salmon catches by aboriginal nations in the western Bering Sea (coho) and at East Kamchatka (chum, sockeye) (Г); interannual changes of commercial catches of sockeye salmon at East Kamchatka (Д) and at Aleutian Islands and western Alaska (E). The catch of coho salmon is multiplied by 5

Результаты и их обсуждение

Межгодовые изменения уровня моря к северу от прол. Ближнего показывают статистически значимую корреляцию ($r = -(0,65-0,75)$, 1993–2018 гг., $\alpha = 0,01$) с амплитудой прилива (рис. 1, Б). В периоды усиления нодального прилива (2004–2008 гг.) в юго-западной части Берингова моря наблюдались пониженные величины уровня моря. В связи с прогревом вод с марта по май уровень моря повышается на несколько сантиметров, но амплитуда межгодовых колебаний уровня моря не претерпевает значительных изменений. Для областей Берингова моря, удаленных от Алеутских проливов и прол. Ближнего, не наблюдалась статистически значимая корреляция между уровнем моря и амплитудой нодального прилива. Приливное перемешивание приводит к изменению плотностной стратификации вод, температуры и солености в поверхностном слое, но не изменяет интегральную по глубине плотность вод (удельный объем) и уровень моря.

Усиление прилива сопровождалось снижением температуры поверхности моря (рис. 1, В) в мае в зоне к северу от прол. Ближнего — с 3,5 до 1,5 °С. Коэффициент корреляции между межгодовой изменчивостью SST, сглаженной 3-летним скользящим средним и амплитудой прилива, был равен 0,70 (1989–2018 гг., $\alpha = 0,01$).

Изменения в уловах кеты, кижуча и нерки КМНС в зонах восточной Камчатки и западной части Берингово моря в период с 1995 по 2018 г. (рис. 1, Г) демонстрируют статистически значимую отрицательную корреляцию ($r = -(0,60-0,78)$, $\alpha = 0,01$) с амплитудой нодального прилива. Двадцатилетняя цикличность наблюдалась в уловах нерки в зонах восточной Камчатки и Алеутских островов (рис. 1, Д, Е). Для данных районов усиление/ослабление нодального прилива сопровождалось снижением/увеличением уловов нерки ($r = -(0,37-0,39)$, $\alpha = 0,05$). Для зоны корякского побережья и зал. Анадырь (западная часть Берингова моря) в период с 1971 по 2010 г. увеличение/снижение в коммерческих уловах нерки [<http://www.npafc.org>] совпадало с периодами усиления/ослабления прилива в Беринговом море.

Согласно общепринятой схеме циркуляции вод [Khen, 1989; Stabeno, Reed, 1994] тихоокеанские воды, поступающие в Берингово море через прол. Ближний, образуют два потока. Один поток, направленный на восток, формирует Северо-Алеутское склоновое течение. Другой поток, направленный на север, сливается с продолжением Берингоморского склонового течения вблизи западного континентального склона и дает начало Восточно-Камчатскому течению. Анализ карт геострофических течений за период с 1993 по 2018 г. показал, что направление и скорости геострофических течений к северу от прол. Ближнего подвержены значительной межгодовой изменчивости. Весной (апрель-июнь) 1997 и 2015 гг. основной поток тихоокеанских вод поступал в Берингово море через центральную часть прол. Ближнего и был ориентирован на север по направлению к материковому побережью, меандрируя в восточном, южном и западном направлениях (рис. 2). Весной 2006 г. зона прол. Ближнего характеризовалась пониженными величинами уровня моря (10–15 см) и циклонической циркуляцией вод (рис. 2). В этот период не наблюдался поток вод, направленный от прол. Ближнего на север в сторону побережья материка. Весной 2006 г. заток тихоокеанских вод в Берингово море осуществлялся через восточную часть прол. Ближнего, и затем струя тихоокеанских вод поворачивала на восток, формируя Северо-Алеутское склоновое течение. В Тихом океане весной 1997 и 2015 гг. выделялся поток вод Аляскинского струйного течения, ориентированный на запад, вдоль Алеутских островов, прол. Ближнего и Командорских островов. Весной 2006 г. данный поток вод не выделялся, и зона к юго-западу от прол. Ближнего характеризовалась пониженными величинами уровня моря (10 см) и циклонической циркуляцией вод.

Различия в уровне моря между 1997 и 2006 гг. и между 2015 и 2006 гг. в юго-западной части Берингова моря для весны (апрель-июнь) (рис. 2), лета (июль-сентябрь) (рис. 3) и осени (октябрь-декабрь) были равны 5–15 см. Понижение уровня моря на 5–15 см, обусловленное усилением нодального прилива, наблюдалось и в зоне тихоокеанской

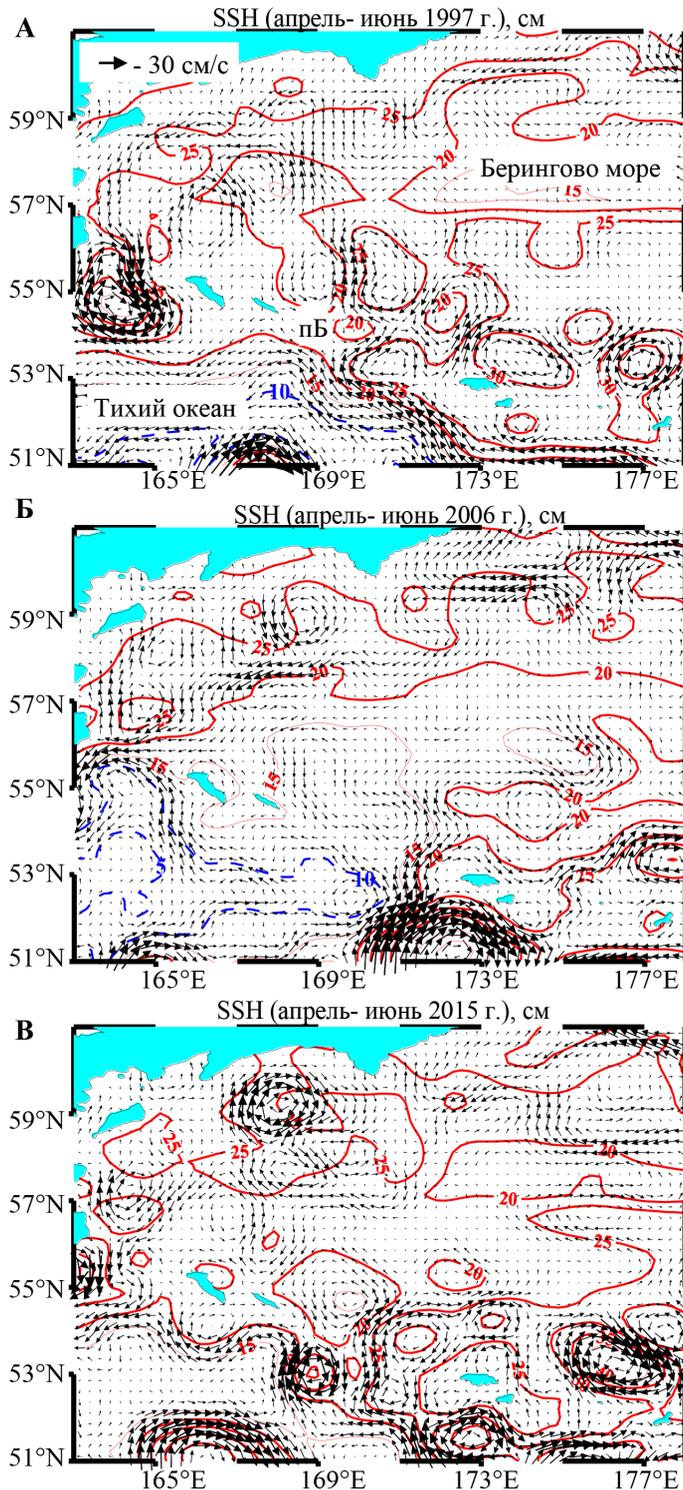


Рис. 2. Поля поверхностных геострофических течений и распределения уровня моря (SSH, пунктирные линии — 5–15 см, сплошные линии — 20–35 см) в поверхностном слое вод в периоды ослабления (1997 и 2015 гг.) (А, В) и усиления (2006 г.) (Б) нодальных приливов. пБ — прол. Ближний

Fig. 2. Geostrophic currents at the sea surface and the sea level height (SSH, dashed lines — 5–15 cm, solid lines — 20–35 cm) in periods of lowered (A, B) and strengthened nodal tides (Б). пБ — Near Strait

субарктики к югу и к западу от прол. Ближнего (рис. 2, 3, А, Б, Г). В открытых частях морей и океанов изменения уровня моря более чем на 2–3 см связаны с изменениями интегральной по глубине плотности (удельным объемом) вод. На рис. 4 показано распределение температуры, солёности и потенциальной плотности по глубине в Беринговом море в районе к северу от прол. Ближнего (54–56° N 172–174° E) в периоды усиления (2005–2006 гг.) и ослабления (2014–2015 гг.) приливов. Для сравнения на рис. 4 приведены вертикальные распределения температуры, солёности и потенциальной плотности в Тихом океане в районе Алеутских островов (50,5–51,4° N 179° E – 174° W, 2011 г.). В 2005–2006 гг. район к северу от прол. Ближнего характеризовался повышенной солёностью и плотностью вод в слое 50–400 м по сравнению с 2014–2015 гг. Рассчитанная по распределению плотности в слое 50–2000 м (данные буев Argo) разница в динамических высотах между 2014–2015 и 2005–2006 гг. составила 8 дин. см (50–2000 дб), что согласуется с наблюдаемой разницей в уровне моря между 2015 и 2006 гг. в районе к северу от прол. Ближнего (рис. 3, А, Б). Диаграмма температура–солёность (рис. 4, А) показывает, что в слое минимума температуры (80–130 м) различие в солёности и плотности вод между летом–осенью 2005–2006 и 2014–2015 гг. было равно соответственно 0,20 и 0,14 кг · м⁻³. Солёность вод на горизонте 100 м в юго-западной части Берингова моря в 2005–2006 гг., равная 33,3 епс (рис. 4, В), согласуется с солёностью вод, наблюдаемой в южной части Берингова моря в периоды усиления нодальных приливов в 1949–1953, 1968–1972 и 1987–1990 гг. [Andreev, Watanabe, 2002].

Усиление (2006 г.)/ослабление (2015, 2017 гг.) нодальных приливов сопровождалось уменьшением/увеличением температуры поверхностного слоя в юго-западной части Берингова моря и на северной границе тихоокеанской субарктики в мае (рис. 5, А–В). Поступающие через Алеутские проливы воды Аляскинского струйного течения, переносящего воды зал. Аляска, — это один из основных источников тепла для Берингова моря [Stabeno et al., 2005]. В работе Прантса с соавторами [Prants et al., 2019] с помощью маркеров исследовались пути распространения вод Аляскинского струйного течения в Тихом океане и в Беринговом море в период с 1993 по 2016 г. Было установлено, что с ноября по март происходит интенсификация Аляскинского струйного течения в Тихом океане. В феврале воды Алеутского струйного течения наблюдаются в районе прол. Амчитка (180° E), а к апрелю достигают восточной границы прол. Ближнего. Наблюдается статистически значимая корреляция ($r = -0,70$, $\alpha = 0,01$) между зональной компонентой скорости геострофических течений в Тихом океане к юго-востоку от прол. Ближнего (51,6–51,9° N 170,6–172,6° E) в апреле-мае и SST в Беринговом море в мае (рис. 5, Г). Увеличение переноса вод Аляскинским струйным течением в западном направлении (отрицательные величины зональной скорости течения) в апреле-мае сопровождалось повышением температуры вод в зоне прол. Ближнего (рис. 5, май 2017 г.). Нахождение антициклональных вихрей к юго-востоку от прол. Ближнего блокировало поступление вод Аляскинского струйного течения в зону пролива, и, как следствие, это приводило к пониженным величинам SST в юго-западной части Берингова моря (рис. 5, А, май 2006 г.). По-видимому, усиление приливного перемешивания и формирование циклонической циркуляции вод к югу от прол. Ближнего (см. рис. 2, Б, весна 2006 г.) препятствует дрейфу Алеутских вихрей, переносящих аляскинскую воду с повышенной температурой [Rogachev et al., 2007; Prants et al., 2019], в западном направлении. В летний период в связи прогревом поверхностного слоя вод идентификация вод Аляскинского струйного течения с использованием спутниковых данных по SST затруднительна.

Ранее было показано, что усиление приливного перемешивания в зоне Алеутских и Курильских проливов приводит к повышению солёности в поверхностном слое (50 м) и увеличению концентрации растворенного кислорода на изопикнах в промежуточном слое вод (глубины 150–250 м) в южной части Берингова моря и в зонах Аляскинского струйного течения и течения Ойясио в Тихом океане [Andreev, Baturina, 2006]. Данные, представленные в работе Хена с соавторами [Khen et al., 2013], указывают на пони-

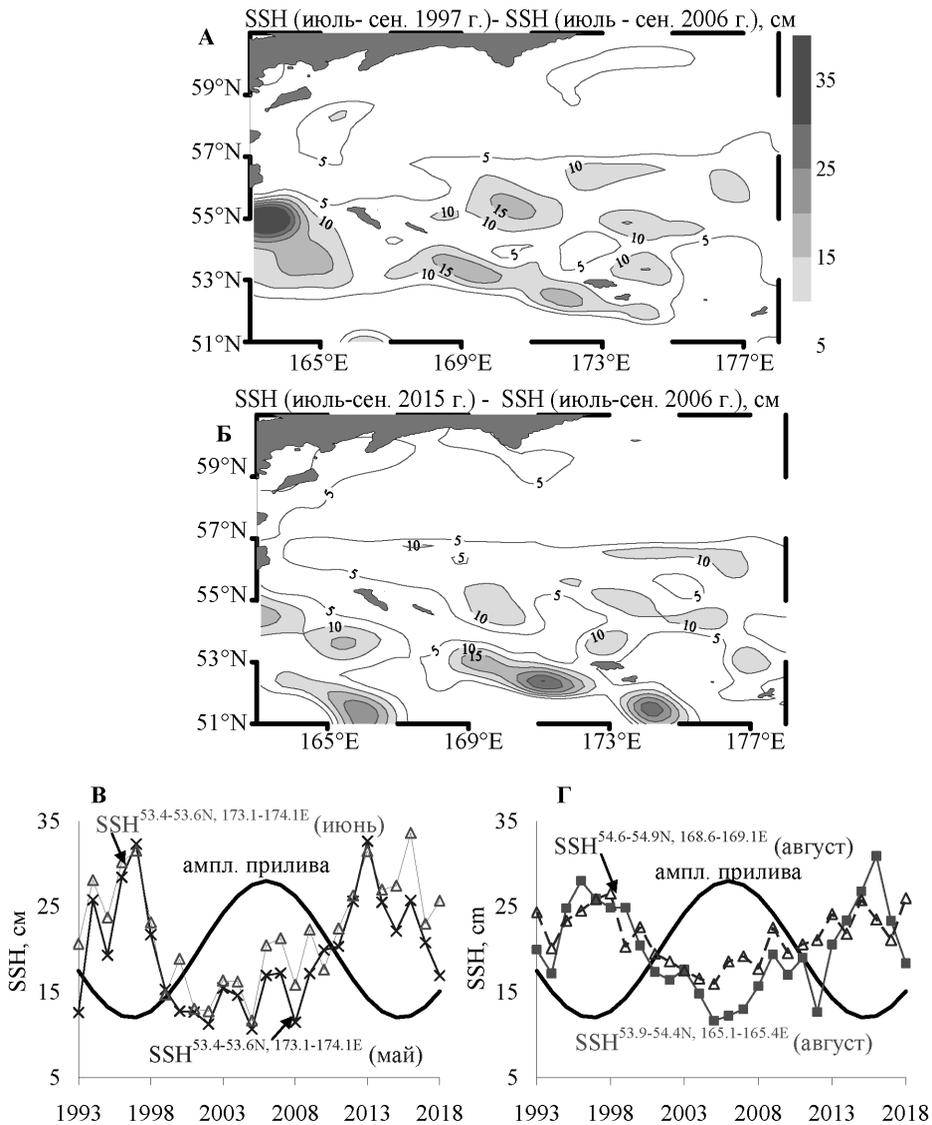
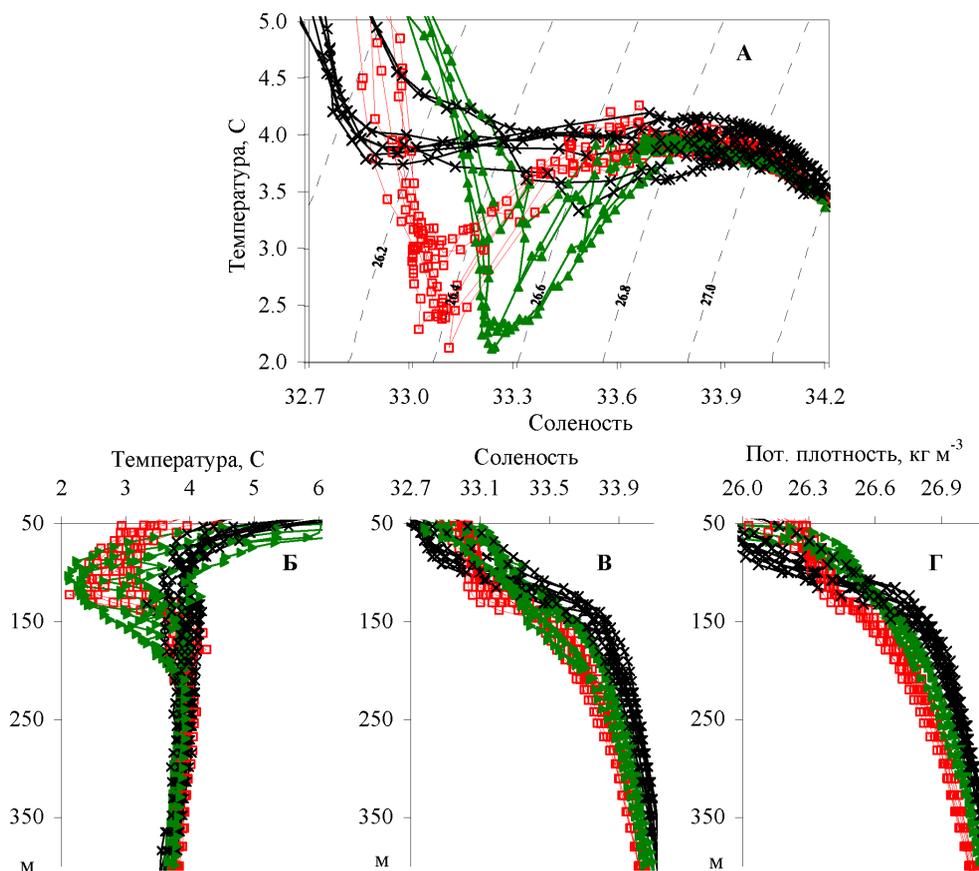


Рис. 3. Распределения разностей уровня моря между июлем-сентябрем 1997 и июлем-сентябрем 2006 гг. (А) и между июлем-сентябрем 2015 и июлем-сентябрем 2006 гг. (Б) и межгодовые изменения уровня моря в зонах к северу (Берингово море) (В) и к западу (Тихий океан) (Г) от прол. Ближнего

Fig. 3. Distributions of the sea level difference between July-September 1997 and July-September 2006 (A) and between July-September 2015 and July-September 2006 (Б); interannual changes of the sea level in the areas northward (В) and westward (Г) from the Near Strait

жение концентрации растворенного кислорода и повышение концентрации фосфатов в поверхностном слое вод (50–100 м) Берингова моря в периоды усиления приливов (1965–1970, 1980–1990 и 2000–2010 гг.). Повышение солености и концентрации фосфатов, понижение концентрации растворенного кислорода в поверхностном слое вод и повышение содержания растворенного кислорода в промежуточном слое вод Берингова моря и тихоокеанской субарктики могут быть объяснены усилением вертикального перемешивания вод в периоды усиления нодальных приливов.

Наши результаты указывают на то, что изменчивость в приливах с периодом 18,6 года вызывает изменения уровня моря, температуры вод, направления и скоростей геострофических течений в юго-западной части Берингова моря и на северной границе



▲ - Берингово море (54-56°N, 172-174°E, 2005-2006 гг.), □ - Берингово море (54-56°N, 172-174°E, 2014- 2015 гг.), × - Аляскинское струйное течение (50.5-51.4°N, 179°E – 174°W, 2011 г.)

Рис. 4. TS-диаграмма (А) и распределения температуры (°С), солёности (εps) и потенциальной плотности ($\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$) по глубине в юго-западной части Берингова моря и в зоне Аляскинского струйного течения (Тихий океан) (Б–Г) в летний и осенний сезоны

Fig. 4. TS-diagram (A) and vertical profiles of temperature, salinity and potential density in the southwestern Bering Sea and in the Alaskan Stream (Б–Г) for summer and fall seasons

тихоокеанской субарктики. Усиление (2006 г.) /ослабление (1997, 2015 гг.) приливов приводит к снижению /повышению уровня моря в юго-западной части Берингова моря и в Тихом океане к югу от прол. Ближнего и Командорских островов. Снижение уровня моря связано с повышением солёности (плотности) вод в слое 50–400 м. Увеличение плотности вод может быть объяснено трансформацией вод Аляскинского струйного течения, характеризующегося повышенной солёностью /плотностью в промежуточном слое (100–400 м), за счет усиления приливного перемешивания в проливах Алеутской гряды и в прол. Ближнем. Снижение адвекции теплых тихоокеанских вод через прол. Ближний понизило температуру поверхностного слоя вод в юго-западной части Берингова моря в мае 2006 г. Ослабление потока тихоокеанских вод через прол. Ближний в Берингово море в 2006 г. было отмечено ранее в работе Хена с соавторами [Khen et al., 2013].

Циклические изменения в циркуляции и температуре вод с периодом около 20 лет, вызванные нодальным приливом, оказывают влияние на биологические объекты в высокоширотных зонах Мирового океана. Описана связь между нодальным приливом и температурой вод и биомассой креветки, мойвы, сельди, трески и пикши в Баренцевом море [Yndestad, 2004]. Yndestad [2004] предположил, что изменения в приливах

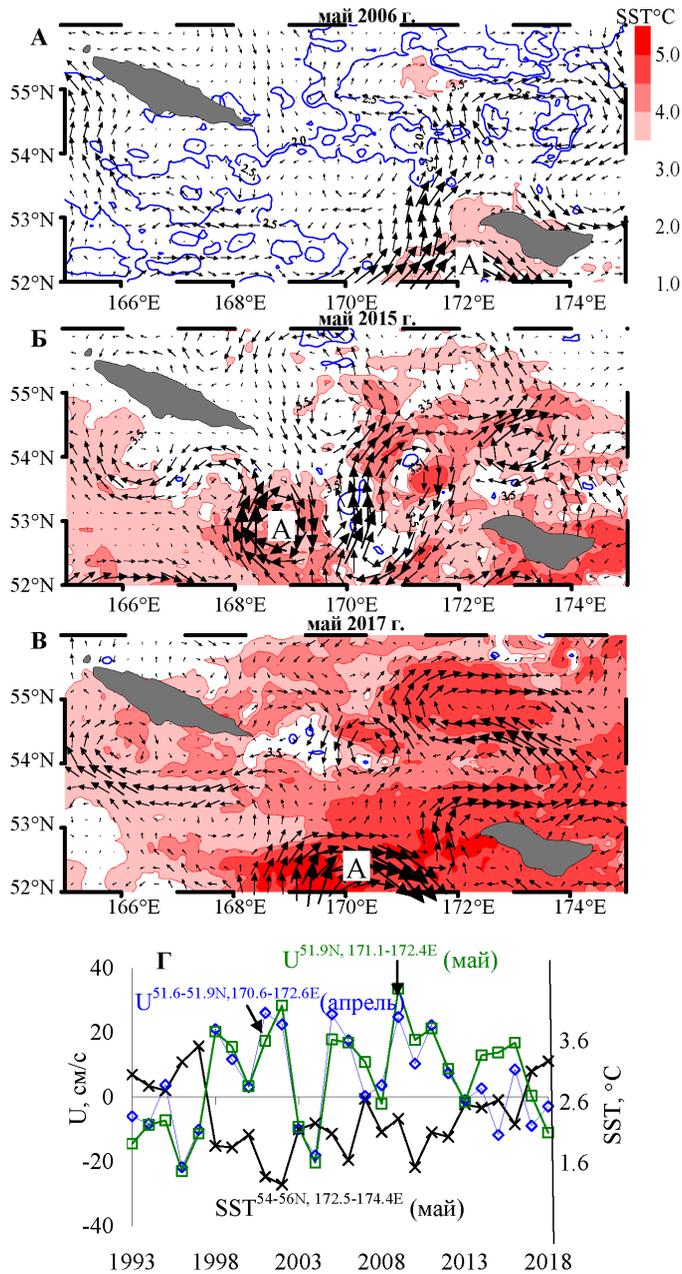


Рис. 5. Поля поверхностных геострофических течений и распределения температуры в поверхностном слое вод в периоды усиления (май 2006 г.) (А) и ослабления (май 2015 и 2017 гг.) (Б, В) нодальных приливов и межгодовые изменения температуры поверхностного слоя вод в Беринговом море и зональной составляющей скорости геострофических течений в зоне Аляскинского струйного течения (Г). Синими линиями показаны изотермы 2,0 и 2,5 °С. А — антициклонические вихри

Fig. 5. Geostrophic current at the sea surface and sea surface temperature in periods of strong (2006 — А) and weak (2015 and 2017 — Б, В) nodal tides; interannual changes of SST in the Bering Sea and the zonal component of geostrophic current velocity in the Alaskan Stream (Г). Isotherms of 2.0 and 2.5 °C are shown by blue lines; А — anticyclonic eddies

воздействуют на поступление теплых атлантических вод в Баренцево море и, как следствие, вызывают изменения температуры вод и обилия биоресурсов. Изменения в температуре и циркуляции вод в юго-западной части Берингова моря могут влиять

на распределение и пути миграции молоди лососей [Шунтов и др., 1995; Басюк и др., 2007; Хен, Заволокин, 2015].

Для восточного побережья Камчатки, включая зал. Олюторский, и для района Алеутских островов наблюдалось снижение уловов нерки в периоды усиления нодальных приливов (рис. 1, Д, Е). Дополнительно к циклическим (двадцатилетним) изменениям уловов нерки наблюдалось значительное увеличение уловов в зоне восточного побережья Камчатки и зал. Олюторского в период с 2011 по 2018 г. (рис. 1, Д), совпадающее с повышением температуры поверхностных вод в юго-западной части Берингова моря (рис. 5, Г). Повышение температуры вод и увеличение уловов лосося отмечается и в северной части Берингова моря [Eisner, 2020].

Условия водной среды и факторы, их определяющие в бассейне Северной Пацифики, могут существенно повлиять на динамику численности тихоокеанских лососей [Шунтов, Темных, 2011; Бугаев и др., 2018]. Усиление приливного перемешивания в летний период должно способствовать увеличению поступления биогенных элементов в фотический слой и поддержанию высокой биологической продуктивности вод в проливах и вблизи материкового и островного склонов Берингова моря. При этом приливное перемешивание приводит к снижению температуры поверхностного слоя вод в летний и осенний периоды. Дополнительно понижение температуры вод в юго-западной части Берингова моря связано с уменьшением поступления вод Аляскинского струйного течения через прол. Ближний в периоды усиления нодальных приливов. Усиление приливного перемешивания и ослабление адвекции вод Аляскинского струйного течения сопровождается понижением температуры вод в тихоокеанской субарктике к западу от прол. Ближнего (рис. 5, А).

Изменения в динамике и температуре вод, вызванные нодальным приливом, в зонах нагула нерки севернее и южнее Алеутских и Ближних островов [Бугаев, 2011] могут влиять на биомассу кормового зоопланктона и, как следствие, на биомассу нерки. Усиление приливных течений и увеличение амплитуды приливов может оказывать негативное воздействие на скатившуюся в прибрежные воды Берингова моря молодь нерки. Понижение температуры в поверхностном слое воды в периоды усиления приливного перемешивания также может сыграть отрицательную роль в выживаемости молоди в морской период жизни. Как считают А.В. Бугаев с соавторами [2018], температура поверхностного слоя вод в период осенней откочевки — один из наиболее важных параметров, определяющих выживаемость молоди нерки на 1-м году жизни. В этом случае следует ожидать запаздывание (лаг 2–3 года от года ската) между амплитудой приливов и уловами нерки в зонах восточной Камчатки и Алеутских островов с учетом морского/океанического периода жизни нерки. Сдвиг по времени 2–3 года значительно снижает величину коэффициента корреляции между амплитудой приливов и уловами нерки. Помимо факторов среды, на биомассу нерки оказывают влияние другие группы естественных факторов: трофические и хищничество [Шунтов, Темных, 2011]. Конкуренция за пищу и пресс хищников ограничивают увеличение/снижение численности нерки [Guill et al., 2014] в периоды с благоприятными (неблагоприятными) для выживания молоди нерки условиями окружающей среды. Этим можно объяснить отсутствие временного лага между амплитудой нодального прилива и уловами нерки.

Заключение

Полученные нами результаты указывают на то, что изменчивость с периодом 18,6 года в приливах вызывает изменения уровня моря, температуры вод, направления и скоростей геострофических течений в юго-западной части Берингова моря и на северной границе тихоокеанской субарктики. Усиление (2006 г.)/ослабление (1997, 2015 гг.) нодальных приливов приводит к снижению/повышению уровня моря в юго-западной части Берингова моря и в Тихом океане к югу от прол. Ближнего и Командорских островов. Снижение уровня моря связано с повышением солености

(плотности) вод в слое 50–400 м. В слое минимума температуры (~100 м) соленость и плотность вод в 2005–2006 гг. была выше, чем в 2015–2016 гг. соответственно на 0,20 и 0,14 кг · м⁻³. Увеличение плотности вод может быть объяснено трансформацией вод Аляскинского струйного течения, характеризующегося повышенной соленостью/плотностью в промежуточном слое (100–400 м), за счет усиления приливного перемешивания в проливах Алеутской гряды и в прол. Ближнем.

Понижение уровня моря приводит к появлению циклонической циркуляции вод в Беринговом море и Тихом океане соответственно севернее и южнее прол. Ближнего и снижению адвекции вод Аляскинского струйного течения в юго-западную часть Берингова моря и северо-западную часть Тихого океана. Уменьшение проникновения теплых вод Аляскинского струйного течения через прол. Ближний понижает температуру поверхностного слоя вод в юго-западной части Берингова моря в мае. Для зон восточной Камчатки (1971–2018 гг.) и Алеутских островов (1985–2018 гг.) увеличение (уменьшение) амплитуды нодальных приливов сопровождалось снижением (ростом) уловов нерки.

Благодарности

Авторы выражают признательность рецензентам за рекомендации, которые позволили улучшить статью.

Финансирование работы

Работа финансово поддержана Российским научным фондом в рамках проекта № 19-17-00006.

Соблюдение этических стандартов

Авторы заявляют, что настоящая работа не содержит собственных экспериментальных данных, полученных с использованием животных или с участием людей. Библиографические ссылки на все использованные данные других авторов оформлены в соответствии с ГОСТом.

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

Информация о вкладе авторов

Текст статьи, включая анализ и обсуждение результатов исследования, подготовлен авторами совместно; постановка проблемы, сбор и обработка информации — А.Г. Андреев.

Список литературы

Басюк Е.О., Хен Г.В., Ванин Н.С. Изменчивость океанологических условий Берингова моря в 2002–2006 гг. // Изв. ТИНРО. — 2007. — Т. 151. — С. 290–311.

Бугаев А.В., Тепнин О.Б., Радченко В.И. Климатическая изменчивость и продуктивность тихоокеанских лососей Дальнего Востока России // Исслед. водн. биол. ресурсов Камчатки и сев.-зап. части Тихого океана. — 2018. — Вып. 49. — С. 5–50. DOI: 10.15853/2072-8212.2018.49.5-50.

Бугаев В.Ф. Азиатская нерка-2 (биологическая структура и динамика численности локальных стад в конце XX — начале XXI вв.): моногр. — Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2011. — 380 с.

Максимов И.В., Смирнов Н.П. К изучению причин многолетних изменений деятельности Гольфстрима // Океанол. — 1965. — Т. 5, № 2. — С. 210–221.

Хен Г.В., Заволокин А.В. Перемена в циркуляции вод и ее значение в распределении и обилии лососей в западной части Берингова моря в начале 21-го столетия // Изв. ТИНРО. — 2015. — Т. 181. — С. 95–115.

Шунтов В.П., Лапко В.В., Баланов А.А., Старцев А.В. Межгодовые изменения в анадромных миграциях лососей в западной части Берингова моря и сопредельных водах Тихого океана // Биол. моря. — 1995. — Т. 21, № 1. — С. 37–44.

Шунтов В.П., Темных О.С. Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах: моногр. — Владивосток: ТИНРО-центр, 2011. — Т. 2. — 473 с.

Ablain M., Cazenave A., Larnicol G. et al. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project // *Ocean Sci.* — 2015. — Vol. 11, Iss. 1. — P. 67–82.

Andreev A., Watanabe S. Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* — 2002. — Vol. 29, № 14. DOI: 10.1029/2002GL015021.

Andreev A.G., Baturina V.I. Impacts of tides and atmospheric forcing variability on dissolved oxygen in the subarctic North Pacific // *J. Geophys. Res.* — 2006. — Vol. 111, C07S10. DOI: 10.1029/2005JC003103.

Eisner L. The Bering Sea: Current status and recent trends // *PICES Press.* — 2020. — Vol. 28, № 1. — P. 60–64.

Foreman M.G.G., Cummins P.F., Cherniawsky J.Y., Stabeno P. Tidal energy in the Bering Sea // *J. Mar. Res.* — 2006. — Vol. 64, № 6. — P. 797–818.

Guill C., Carmack E., Drossel B. Exploring cyclic dominance of sockeye salmon with a predator–prey model // *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* — 2014. — Vol. 71, № 7. — P. 959–972.

Khen G.V. Oceanographic conditions and Bering Sea biological productivity // *Proc. Intern. Symp. Biol. Walleye Pollock.* — Fairbanks, Alaska, 1989. — P. 79–89.

Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // *Deep-Sea Res. II.* — 2013. — Vol. 94. — P. 106–120. DOI: 10.1016/j.dsr2.2013.03.034.

Kowalik Z. Bering Sea tides // *Dynamics of the Bering Sea.* — 1999. — P. 93–127.

Osafune S., Yasuda I. Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6 year period nodal tidal cycle // *J. Geophys. Res.* — 2010. — Vol. 115, C02014. DOI: 10.1029/2008JC005110.

Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M.Yu., Budyansky M.V. Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea // *Deep-Sea Res. II.* — 2019. — Vol. 169–170. DOI: 10.1016/j.dsr2.2019.03.005.

Rogachev K., Shlyk N., Carmack E. The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // *Deep-Sea Res. II.* — 2007. — Vol. 54, Iss. 23–26. — P. 2643–2656. DOI: 10.1016/j.dsr2.2007.08.017.

Rossiter J.R. Long term variations in sea level // *The Sea.* — 1962. — Vol. 1. — P. 590–610.

Royer T.C. High-latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // *J. Geophys. Res.* — 1993. — Vol. 98. — P. 4639–4644. <https://doi.org/10.1029/92JC02750>.

Stabeno P.J., Kachel D.G., Kachel N.B., Sullivan M.E. Observations from moorings in the Aleutian Passes: temperature, salinity and transport // *Fish. Oceanogr.* — 2005. — Vol. 14. — P. 39–54. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2419.2005.00362.x>.

Stabeno P.J., Reed R.K. Circulation in the Bering Sea basin observed by satellite-tracked drifters: 1986–1993 // *J. Physical Oceanogr.* — 1994. — Vol. 24. — P. 848–854.

Yndestad H. The cause of Barents Sea biomass dynamics // *J. Mar. Sys.* — 2004. — Vol. 44, Iss. 1. — P. 107–124. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2003.08.004.

References

Basyuk, E.O., Khen, G.V., and Vanin, N.S., Variability of oceanographic conditions in the Bering Sea in 2002–2006), *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2007, vol. 151, pp. 290–311.

Bugaev, A.V., Tepnin, O.B., and Radchenko, V.I., Climate variability and pacific salmon productivity in Russian Far East, *Issledovaniya vodnykh biologicheskikh resursov Kamchatki i severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana* (Research of Water Biological Resources of Kamchatka and of the Northwest Part of Pacific Ocean), 2018, vol. 49, pp. 5–50, doi 10.15853/2072-8212.2018.49.5-50

Bugaev, V.F., *Aziatskaya nerka–2 (biologicheskaya struktura i dinamika chislennosti lokal'nykh stad v kontse XX — nachale XXI vv.)* (Asian Sockeye Salmon–2 (Biological Structure and Abundance Dynamics of Local Stocks in the Late XX — Early XXI Century)), Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamchatpress, 2011.

Maksimov, I.V. and Smirnov, N.P., On the study of the causes of long-term changes in the activity of the Gulf Stream, *Oceanology*, 1965, vol. 5, no. 2, pp. 210–221.

Khen, G.V. and Zavolokin, A.V., Change in water circulation and its implication for distribution and abundance of salmon in the western Bering Sea in the early 21 century, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2015, vol. 181, pp. 95–115.

Shuntov, V.P., Lapko, V.V., Balanov, A.A., and Startsev, A.V., Interannual changes in the anadromous migrations of salmon in the western part of the Bering Sea and adjacent waters of the Pacific Ocean), *Russ. J. Mar. Biol.*, 1995, vol. 21, no. 1, pp. 37–44.

- Shuntov, V.P. and Temnykh, O.S.**, *Tikhoookeanskije lososi v morskikh i okeanicheskikh ekosistemakh* (Pacific Salmon in Marine and Ocean Ecosystems), Vladivostok: TINRO-Tsentr, 2011, vol. 2.
- Ablain, M., Cazenave, A., Larnicol, G., Balmaseda, M., Cipollini, P., Faugère, Y., Fernandes, M.J., Henry, O., Johannessen, J.A., Knudsen, P., Andersen, O., Legeais, J., Meyssignac, B., Picot, N., Roca, M., Rudenko, S., Scharffenberg, M.G., Stammer, D., Timms, G., and Benveniste J.**, Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project, *Ocean Sci.*, 2015, vol. 11, no. 1, pp. 67–82.
- Andreev, A. and Watanabe, S.**, Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 2002, vol. 29, no. 14. doi 10.1029/2002GL015021
- Andreev, A.G. and Baturina, V.I.**, Impacts of tides and atmospheric forcing variability on dissolved oxygen in the subarctic North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 2006, vol. 111, C07S10. doi 10.1029/2005JC003103
- Eisner, L.**, The Bering Sea: Current status and recent trends, *PICES Press*, 2020, vol. 28, no. 1, pp. 60–64.
- Foreman, M.G.G., Cummins, P.F., Cherniawsky, J.Y., and Stabeno P.**, Tidal energy in the Bering Sea, *J. Mar. Res.*, 2006, vol. 64, no. 6, pp. 797–818.
- Guill, C., Carmack, E., and Drossel, B.**, Exploring cyclic dominance of sockeye salmon with a predator–prey model, *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 2014, vol. 71, no. 7, pp. 959–972.
- Khen, G.V.**, Oceanographic conditions and Bering Sea biological productivity, *Proc. Intern. Symp. Biol. Walleye Pollock*, Fairbanks, Alaska, 1989, pp. 79–89.
- Khen, G.V., Basyuk, E.O., Vanin, N.S., and Matveev, V.I.**, Hydrography and biological resources in the western Bering Sea, *Deep-Sea Res. II*, 2013, vol. 94, pp. 106–120. doi 10.1016/j.dsr2.2013.03.034
- Kowalik, Z.**, Bering Sea tides, *Dynamics of the Bering Sea*, 1999, pp. 93–127.
- Osafune, S. and Yasuda, I.**, Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6 year period nodal tidal cycle, *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, C02014. doi 10.1029/2008JC005110
- Prants, S.V., Andreev, A.G., Uleysky, M.Yu. and Budyansky, M.V.**, Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea, *Deep-Sea Res. II*, 2019, vol. 169–170. doi 10.1016/j.dsr2.2019.03.005
- Rogachev, K., Shlyk, N., and Carmack, E.**, The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water, *Deep-Sea Res. II*, 2007, vol. 54, no. 23–26, pp. 2643–2656. doi 10.1016/j.dsr2.2007.08.017
- Rossiter, J.R.**, Long term variations in sea level, *The Sea*, 1962, vol. 1, pp. 590–610.
- Royer, T.C.**, High-latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide, *J. Geophys. Res.*, 1993, vol. 98, pp. 4639–4644. <https://doi.org/10.1029/92JC02750>
- Stabeno, P.J., Kachel, D.G., Kachel, N.B. and Sullivan, M.E.**, Observations from moorings in the Aleutian Passes: temperature, salinity and transport, *Fish. Oceanogr.*, 2005, vol. 14, pp. 39–54. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2419.2005.00362.x>
- Stabeno, P.J. and Reed, R.K.**, Circulation in the Bering Sea basin observed by satellite-tracked drifters: 1986–1993, *J. Physical Oceanogr.*, 1994, vol. 24, pp. 848–854.
- Yndestad, H.**, The cause of Barents Sea biomass dynamics, *J. Mar. Sys.*, 2004, vol. 44, no. 1, pp. 107–124. doi 10.1016/j.jmarsys.2003.08.004

Поступила в редакцию 7.05.2020 г.

После доработки 14.07.2020 г.

Принята к публикации 20.08.2020 г.