

УДК 551.465

ВАРИАЦИИ СОЛЕННОСТИ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ВОД ОЙЯСИО И ИХ СВЯЗЬ С ЛУННЫМ НОДАЛЬНЫМ ЦИКЛОМ

© 2018 г. К. А. Рогачев, Н. В. Шлык

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
e-mail: rogachev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 10.03.2016 г., после доработки 23.02.2017 г.

Новые океанографические наблюдения, выполненные в период 1990–2015 гг., показали значительные вариации солёности течения Ойясио. Солёность верхнего слоя понизилась на 0.2 епс за 26 лет. Самые быстрые изменения солёности и температуры наблюдались в последние пять лет. Временной ряд наблюдений за солёностью содержит осцилляции большой амплитуды, синхронизованные с лунным нодальным циклом (18.6 лет). А именно, высокая солёность наблюдается в период сильных приливных течений. Модуляция суточных приливных течений с периодом K_1 и O_1 в лунном нодальном цикле значительна [8–9]. При этом амплитуда достигает максимума в 1988 и 2006 гг. и минимума в 1997 и 2015 гг. Характеристики приливных течений в Ойясио и Охотском море рассмотрены на примере доступных данных дрейфующих буев на банках Крузенштерна и Кашеварова. Амплитуда вариаций солёности, синхронизованных с лунным циклом, составляет около 0.1 епс и поэтому вносит существенный вклад в понижение солёности в последние годы.

DOI: 10.7868/S003015741801001X

ВВЕДЕНИЕ

В субарктике Тихого океана в последние годы наблюдается значительное понижение солёности верхнего слоя [6–7, 10, 14, 22] и её рост в промежуточном слое [5]. Возможные механизмы опреснения верхнего слоя могут быть связаны с интенсификацией гидрологического цикла [1–2, 6–7], либо с изменением интенсивности приливного перемешивания [8, 10, 12, 15–16, 18, 21–22, 24]. Известно, что обширные области у Курильских островов и проливов характеризуются приливными течениями большой амплитуды [3, 12, 21, 23–24]. Диапикническое перемешивание, вызванное сильными приливными течениями, изменяет поверхностную солёность и температуру [3, 15–16]. Однако прямые измерения течений, особенно в океане к востоку от Курильских островов, достаточно редки. Наблюдения показывают, что суточные приливные течения особенно выражены на шельфе Сахалина, в северной части Охотского моря, на банках Кашеварова в Охотском море и Крузенштерна в Тихом океане (рис. 1), вблизи пролива Крузенштерна [3, 10–12, 15–16].

Вариации термохалинных характеристик с периодом около 18.6 лет хорошо выражены в северной части Тихого океана на междекадном масштабе времени [8–10, 12, 18, 21–22, 24]. Вместе с тем механизм значительных вариаций термохалинных характеристик Ойясио в конце 20 века [13–14] полностью не изучен. Вариации солёности в северной

части Тихого океана и его промежуточных водах, связывались с 18.6-летней модуляцией суточного прилива [8–10, 12, 18, 21–22, 24]. В период сильных суточных приливов диапикническое перемешивание увеличивает солёность и плотность верхнего слоя вдоль Курильских островов. При этом 18.6-летний приливной цикл играет роль основно-го на масштабе времени четверть века или более.

Диапикническое перемешивание приливной природы – один из существенных факторов, поддерживающих циркуляцию вод и климат океана и модулируется 18.6-летним периодом склонения лунной орбиты. Кроме аномалий солёности, значительные аномалии температуры поверхности моря с периодом 18.6-лет существуют в области продолжения Курошио [21]. Положительная аномалия температуры поверхности моря появляется в период сильного приливного перемешивания. Это связано с аномалией циркуляции у Курильских проливов, где существует усиленная модуляция приливного перемешивания [21, 24]. Значительная диссипация приливной энергии происходит в областях, в которых доминируют суточные гармоники, например, у мыса Наварин в Беринговом море. Суточные приливные течения усилены на шельфе Берингова моря, вблизи Курильских островов и их проливов, а также на банках Кашеварова и Крузенштерна [3, 8, 11, 15–16]. Так, сумма энергии трех главных суточных гармоник на шельфе Берингова моря больше, чем сумма трех главных полусуточных [8]. При этом значительная часть энергии

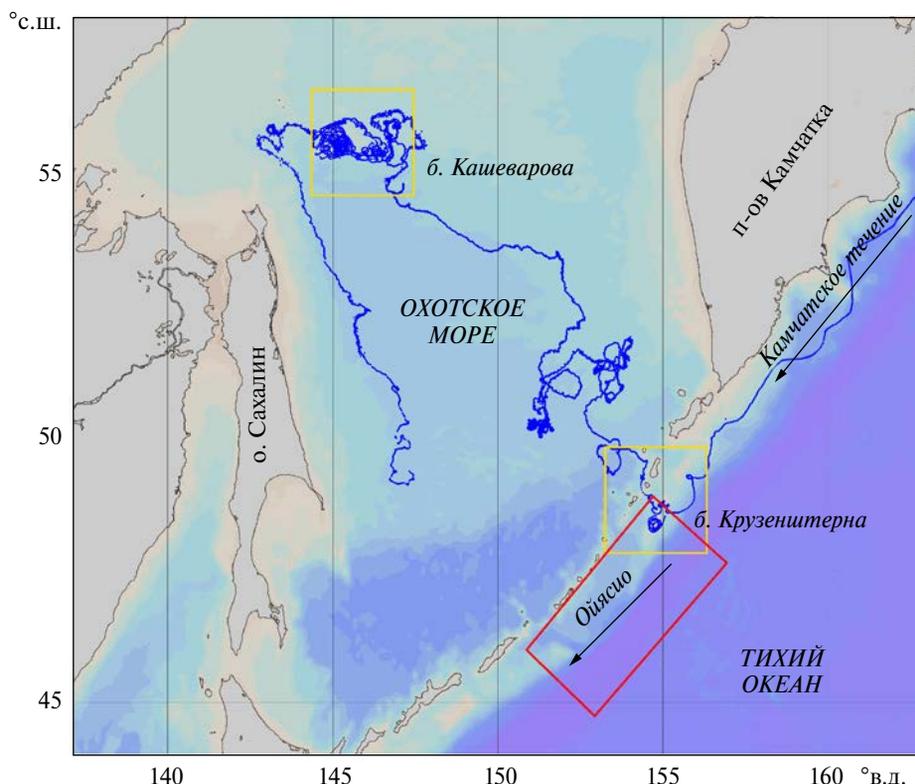


Рис. 1. Район исследований и траектории буев Аргос. Область, выбранная для расчета характеристик Ойясио, показана прямоугольником.

суточных компонент существует в форме континентальных шельфовых волн, захваченных вдоль континентального склона [3, 8, 11]. В области Ойясио суточные приливные течения усилены на банке Крузенштерна, расположенной в океане к востоку от пролива Крузенштерна. Модуляция суточных приливных течений с периодом K_1 и O_1 в лунном нодальном цикле значительна [8].

При этом амплитуда достигает максимума в 1988 и 2006 гг., и минимума в 1997 и 2015 гг. Приливное перемешивание вызывает разрушение халоклина. А именно, соленность верхнего слоя растет за счет смешения с солеными водами ниже халоклина, поэтому соленность холодного промежуточного слоя увеличивается [3]. По характеристикам приливных течений банка Крузенштерна похожа на банку Кашеварова [3, 11, 15–16]. Так же, как на банке Кашеварова, усиление приливных течений вызвано резонансом с шельфовыми волнами [11]. Поскольку приливное перемешивание в курильских проливах и на банке Крузенштерна меняет соленность верхнего слоя и промежуточных вод, то важно определить, какая часть вариаций соленности связана с модуляцией приливного перемешивания в период изменения климата океана. В настоящей работе рассмотрены вариации соленности в области Ойясио, синхронизованные с 18.6-летним лунным циклом.

ДАННЫЕ

Первоначально наблюдения были собраны Тихоокеанским океанологическим институтом в рамках международного проекта ИНПОК в конце 20 века. Дополнительно были использованы данные автономных буев Арго за последние годы. Данные буев Арго и Аргос были собраны и стали доступными благодаря проекту Кориолис и программам, которые внесли вклад в этот проект (<http://www.coriolis.eu.org>). Для определения средних значений соленности и температуры за каждый год мы выделили ограниченную область Ойясио (рис. 1). В этой области определялись средние значения соленности в слое минимума температуры и на изопикнической поверхности 26.75. Значения соленности в слое минимума температуры выбирались за теплый период года (май–ноябрь). Значения соленности на изопикнической поверхности 26.75 выбирались по данным за весь год. По этим данным были определены значимые тренды изменения соленности с доверительной вероятностью 95%. Всего был использован 21 буй (в период с 2000 по 2015 гг.) и данные 27 экспедиций (в период с 1990 по 2012 гг.). За теплый период число станций составило 520. Всего за год (теплый и холодный периоды) число станций составило 686.

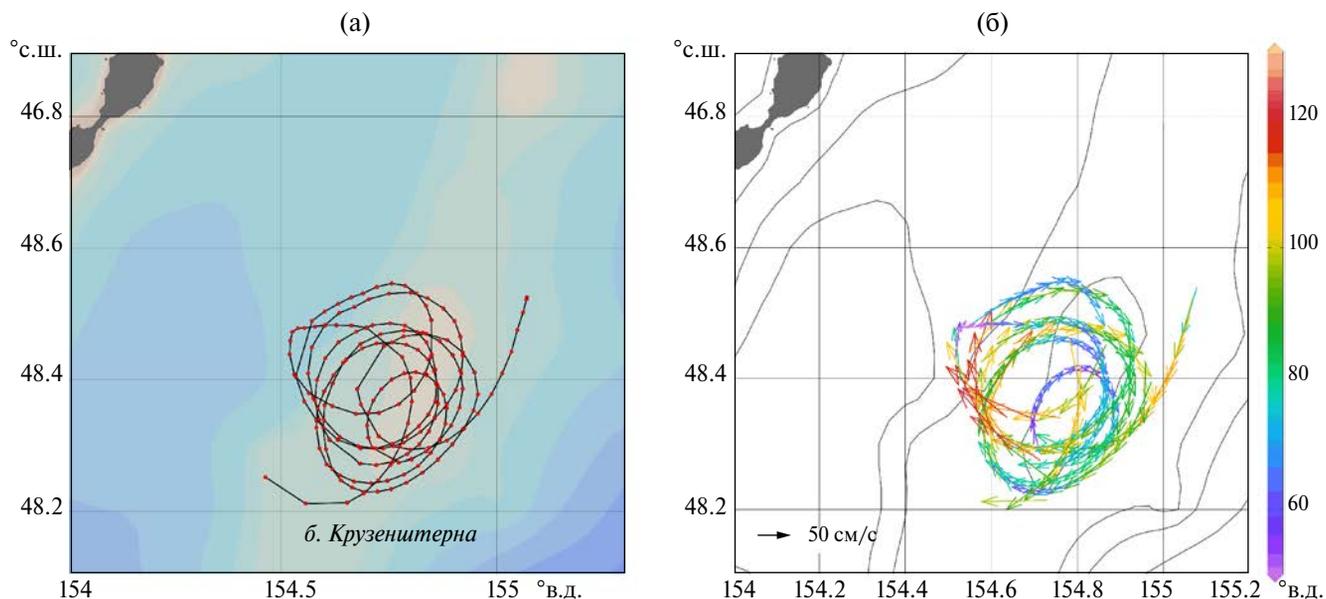


Рис. 2 Траектория (а) и скорости течений (б) по данным буя Аргос на банке Крузенштерна в 2017 г.

Наблюдения за приливными течениями в регионе очень редки. Поэтому приливные характеристики на банках Кашеварова и Крузенштерна были определены по результатам дрейфа поверхностных буйев [3]. Поскольку на банке Кашеварова имеются наблюдения за течениями на заякоренных буйях, это позволило сравнить их с результатами, полученными с помощью дрейфующих буйев. Буи отслеживались спутниковой системой Аргос. Плаучесть дрейфтера создана сферой. К поверхностной сфере прикреплен плавающий якорь диаметром около 1 м и длиной около 9 м с центром на глубине 40 м (буй 1993 г.) и 15 м (буи 1999 и 2017 гг.).

Первоначально буи были выставлены в Беринговом море (буи 1993 и 1999 гг.), в Камчатском течении и в верхнем течении Ойясио. По завершении дрейфа в Камчатском течении они были захвачены в антициклоническую циркуляцию на банке Крузенштерна, где оставались продолжительное время (рис. 2). Три буйа вошли в Охотское море, один из которых показан на рис. 1. Новые буи, выставленные в 2013 и 2017 гг., также показали значительные скорости приливных течений. Наблюдения за течениями использованы для выделения доминирующей роли суточных приливных течений и определения приливных гармоник в Ойясио на банке Крузенштерна.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В субарктических водах профиль температуры имеет подповерхностный минимум на изопикнах 26.4–26.6, который соответствует холодному промежуточному слою [3]. Поскольку этот слой соответствует основанию слоя зимнего охлаждения,

сезонные изменения на изопикне больше 26.7 должны быть малы. Глубже этого слоя сохраняется теплый промежуточный слой с температурой около 3.5–3.7 °С. Этот слой поддерживается благодаря поступлению теплых и соленых вод Куроисио в восточную часть океана и их возвращению в западную часть Аляскинским течением и алеутскими вихрями [3, 5, 17].

В Камчатском течении холодный и теплый слой располагались на изопикнах около 26.6 и 27–27.1 соответственно [12–14]. Теплый слой в Камчатском течении расположен на изопикне с большим значением плотности, чем в верхнем течении Ойясио. Различие в температуре между этими двумя водными массами больше в Камчатском течении, чем в верхнем течении Ойясио. Холодный промежуточный слой поддерживается, прежде всего, благодаря халоклину. Камчатское течение и Ойясио содержат систему антициклонических вихрей [13–14, 17]. Из-за присутствия вихрей глубина холодного и теплого промежуточных слоев существенно меняется. По своему происхождению, в Ойясио можно выделить вихри с пресным ядром (в верхнем течении Ойясио) и вихри Куроисио. Вихри Куроисио содержат соленое ядро в верхнем слое 0–400 дбар, которое постепенно меняет свои характеристики при движении вихря вдоль Курило-камчатского желоба на северо-восток. Теплое и соленое ядро вихря исчезает при подходе вихря к проливу Буссоль. Вихри Камчатского течения могут достигать 49° с.ш. Камчатские вихри имеют холодное ядро низкой солености толщиной около 400 м. В 1990 г. соленость в ядре Камчатского вихря была высокой и составила 33.11 епс. В 2004 г. соленость в ядре камчатского вихря на 50° с.ш.

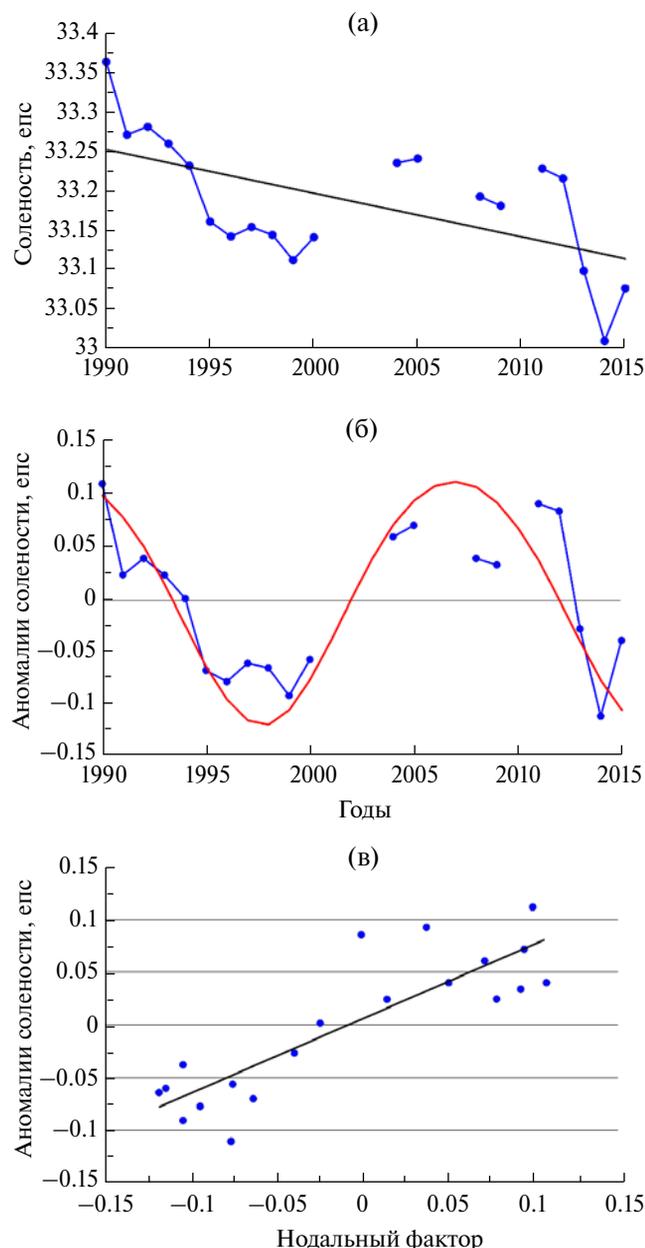


Рис. 3. Тренд солености (-0.14 епс/26 лет ± 0.07) (а) и аномалии солености при минимальной температуре в Ойясио и лунный нодальный цикл (б). Корреляция между аномалиями солености и вариация нодального цикла (в).

была ниже и составила около 33.01 епс на уровне 63 дбар. В январе 2016 г. соленость в ядре вихря понизилась до 32.75 епс, что на 0.35 епс ниже, чем в 1990 г. (20 января 2016 г., буй 2902584, ст. 55). Значительное понижение солености произошло и в вихрях Ойясио.

Временной ряд солености в слое минимума температуры позволил определить значимый тренд понижения солености верхнего слоя Ойясио (рис. 3а). Среднее значение солености составило 33.18 епс, стандартное отклонение — 0,067 епс.

Понижение солености составило -0.14 епс/26 лет ± 0.07 . При этом быстрое понижение солености произошло после 2011 г. с минимальным значением солености 32.8 епс в 2014 г. На рис. 3б показаны значения аномалий солености (значения солености, из которых вычтен тренд за период наблюдений). Аномалии солености достигали максимальных значений 0.11 епс в 1990 г., были низкими в 1996–1999 гг., выросли до максимальных значений в 2005–2011 гг. и быстро понизились к 2014 г. Минимальное значение аномалии — -0.1 епс, максимальное значение аномалии — 0,1 епс. На этом же рисунке показан лунный нодальный цикл для периода наблюдений и корреляция между аномалиями солености и нодальным фактором (коэффициент корреляции $r = 0.86$, рис. 3в). Эти данные указывают, что вариации аномалий солености синхронизованы с лунным циклом так же, как и другие характеристики, рассмотренные в [21, 24]. Вариации солености холодного промежуточного слоя в Ойясио ранее не рассматривались.

Для того чтобы установить механизм вариаций солености, мы рассмотрели характеристики приливных течений, используя доступные нам данные наблюдений. Приливное перемешивание рассмотрено на примере банки Крузенштерна. Банка Крузенштерна расположена в океане к востоку от пролива Крузенштерна (рис. 1). Вершина банки расположена на глубине менее 100 м. Четыре поверхностных буй, выставленных в Камчатском течении и Ойясио, были захвачены локальной циркуляцией на банке Крузенштерна (рис. 2) и показали сильные приливные течения [3]. Буй 2017 г. был выставлен в верхнем течении Ойясио в январе и совершил 17 оборотов на банке с максимальной скоростью около 170 см/с. Диаметр циркуляции составил около 33 км. Поскольку соленость равномерно увеличивается с глубиной в верхнем течении Ойясио, усиленное приливное перемешивание на банке прямо связано с формированием области повышенной солености в верхнем слое океана [3]. Поэтому приливное перемешивание на банке играет важную роль в формировании аномалий солености холодного промежуточного слоя в области Ойясио.

Буй 1999 г. был захвачен антициклонической циркуляцией на банке с 13 по 31 декабря. За это время он совершил 16 оборотов по часовой стрелке. Временной ряд скорости течения дрейфера показал вращение вектора скорости по часовой стрелке с суточным периодом и скоростью до 2 м с^{-1} . Временные ряды наблюдений за скоростью течения были использованы для определения приливных гармоник. Приливные эллипсы K_1 и O_1 близки к окружности с вращением вектора скорости по часовой стрелке. Хорошо выраженная двухнедельная модуляция скорости течения, как и на

банке Кашеварова [15–16], была вызвана присутствием двух суточных гармоник большой амплитуды [3, 15, 16]. Биения, вызванные сложением двух суточных гармоник K_1 и O_1 , приводят к сильной двухнедельной модуляции течений и приливного перемешивания [3, 11, 15–16].

Суточные гармоники K_1 и O_1 значительно изменяются в лунном нодальном цикле [8–9]. При этом структура вод и распределение солёности существенно изменяются под действием приливного перемешивания [3, 15–16]. Тем самым, мы полагаем, что приливное перемешивание определяет термохалинную структуру не только в курильских проливах, на банке, но и вблизи нее. Океанографические наблюдения действительно показывают хорошо перемешанную область на банке [6]. Это позволяет рассматривать приливные течения как баротропные. Усиление приливных течений на банке связано с особенностями топографии так же, как это происходит на банке Кашеварова [11, 15–16]. Банка имеет широкое плато и относительно узкий склон с восточной и западной сторон. Так же, как в случае банки Кашеварова, мы полагаем, что усиление приливных течений связано с генерацией шельфовых волн приливного периода [11]. Поскольку банка расположена в верхнем течении Ойясио, приливное перемешивание оказывает воздействие на структуру вод Ойясио к югу от нее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения, выполненные в период с 1990 по 2015 гг., показали значительные изменения солёности в области Ойясио и Камчатского течения за 26 лет. Мы также нашли, что вариации солёности холодного промежуточного слоя согласованы с лунным нодальным циклом. Аномалия циркуляции на северной границе субарктического круговорота отмечалась и раньше [13–14, 17, 19–21]. Например, наблюдения, выполненные в 1990 г., показали самую низкую температуру промежуточных слоев у Камчатки и северных Курильских островов, которая, насколько нам известно, когда-либо наблюдалась в регионе [17]. Заметные изменения циркуляции вод в регионе происходили в период с 1990 по 1998 гг. Они проявились в усилении потока вод через Камчатский пролив и относительном усилении прибрежной ветви Ойясио [4]. Термохалинный переход в субарктике сопровождался значительным усилением прибрежной ветви Ойясио (увеличение на порядок переноса вод в 1994–1997 гг.) и хорошо выраженной трансформацией характеристик теплого промежуточного слоя Камчатского течения и Ойясио.

Новые наблюдения, собранные с использованием буев Арго, позволили обнаружить быстрое

опреснение верхнего слоя Ойясио в последние годы. В холодном промежуточном слое этого течения происходит понижение солёности. Значимый тренд солёности холодного слоя Ойясио составил $0.14 \text{ епс}/26 \text{ лет} \pm 0.07$ за период с 1990 по 2015 гг. При этом самые быстрые изменения солёности произошли в последние пять лет. Значительные вариации аномалий солёности в течении Ойясио амплитудой около 0.1 епс синхронизованы с 18.6-летним лунным нодальным циклом. Тем самым, значительная часть вариаций солёности в Ойясио может быть связана с интенсивностью приливного перемешивания. Причина такой изменчивости солёности скорее всего связана с приливным перемешиванием в Курильских проливах и на банке Крузенштерна. Действительно, наблюдения за дрейфом буев на банке показали усиленные суточные приливные течения до 2 м с^{-1} . Модуляция суточных приливных течений с периодом K_1 и O_1 в лунном нодальном цикле составляет $\pm 11\%$ и $\pm 19\%$ соответственно [8]. При этом амплитуда достигает максимума в 1988 и 2006 гг. и минимума в 1997 и 2015 гг. Периоды относительно слабых (сильных) приливных течений выражены в вариациях солёности, а именно, солёность понижена (повышена) в эту фазу лунного цикла. Поэтому мы полагаем, что вариации солёности холодного промежуточного слоя согласованы с лунным нодальным циклом. Кроме того, термохалинный переход, обнаруженный ранее в Ойясио [13–14], может быть следствием этого цикла. Приливное перемешивание приводит к формированию плотных поверхностных вод высокой солёности и подъему изопикн [24] и поэтому изменяет динамику вод Ойясио. Один и тот же физический механизм отвечает за усиленные приливные течения на банках Кашеварова и Крузенштерна. Понижение солёности на величину около 0.2 епс в период с 1990 по 1997 гг., так же как с 2011 по 2014 гг., может быть связано с лунным нодальным циклом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вербицкая Е.М., Агеева С.В., Дугина И.О. и др.* Катастрофическое наводнение на реке Амур летом 2013 г.: особенности и причины формирования // Метеорология и гидрология. 2015. № 10. С. 65–74.
2. *Махинов А.Н., Ким В.И., Воронов Б.А.* Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия // Вестник ДВО РАН. 2014. № 2. С. 5–14.
3. *Рогачев К.А.* Антициклоническая циркуляция и сильные приливные течения на банке Крузенштерна // Изв. ТИНРО. 2006. Т. 147. С. 217–223.
4. *Рогачев К.А., Шлык Н.В.* Изменение характеристик халоклина и рост температуры в Камчатском течении и Ойясио // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 814–819.

5. *Rogachev K.A., Shlyk N.V.* Повышение температуры промежуточных слоев верхнего течения Ой-ясио // Метеорология и гидрология. 2009. № 1. С. 47–52.
6. *Rogachev K.A., Shlyk N.V.* Исключительное опреснение прибрежных вод в северо-западной части Охотского моря в 2013 г. // Вестник ДВО РАН. 2015. № 2. С. 118–125.
7. *Шлык Н.В., Рогачев К.А.* Быстрое опреснение Камчатского течения // Вестник ДВО РАН. 2016. № 5. С. 113–119.
8. *Foreman M.G.G., Cummins P.F., Cherniawsky J.Y., Stabeno P.* Tidal energy in the Bering Sea // J. of Marine Res. 2006. V. 64. № 6. P. 797–818.
9. *McKinnell S.M., Crawford W.R.* The 18.6-year lunar nodal cycle and surfacetemperature variability in the northeast Pacific // J. of Geoph. Res. 2007. V. 112. № C02002. Doi:10.1029/2006JC003671.
10. *Ohshima K., Nakanowatari T., Riser S. et al.* Freshening and dense shelf water reduction in the Okhotsk Sea linked with sea ice decline // Progress in Oceanography. 2014. V. 126. P. 71–79.
11. *Ono J., Ohshima K.I., Mizuta G. et al.* Amplification of diurnal tides over Kashevarov Bank in the Sea of Okhotsk and its impact on water mixing and sea ice // Deep-Sea Res. Part I. 2006. V. 53. № 3. P. 409–424.
12. *Osafune S., Yasuda I.* Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle // J. of Geoph. Res. 2006. V. 111. № C05007. Doi:10.1029/2005JC003277.
13. *Rogachev K.A.* Rapid thermohaline transition in the Pacific western subarctic and Oyashio fresh core eddies // J. of Geoph. Res. 2000. V. 105. № C4. P. 8513–8526.
14. *Rogachev K.A.* Recent variability in the Pacific western subarctic boundary currents and Sea of Okhotsk // Progress in Oceanography. 2000. V. 47. № 2–4. P. 299–336.
15. *Rogachev K.A., Carmack E.C., Salomatin A.S.* Strong tidal mixing and ventilation of cold intermediate water at Kashevarov Bank, Sea of Okhotsk // J. of Oceanography. 2000. V. 56. № 4. P. 439–447.
16. *Rogachev K.A., Carmack E.C., Salomatin A.S., Alexanina M.G.* Lunar fortnightly modulation of tidal mixing near Kashevarov Bank, Sea of Okhotsk, and its impacts on biota and sea ice // Progress in Oceanography. 2001. V. 49. № 1–4. P. 373–390.
17. *Rogachev K.A., Shlyk N.V., Carmack E.C.* The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // Deep-Sea Res. Part II. 2007. V. 54. № 23–26. P. 2643–2656.
18. *Royer T.C.* High latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // J. of Geoph. Res. 1993. V. 98. № C3. P. 4639–4644.
19. *Stabeno P.J., Reed R.K.* A major circulation anomaly in the western Bering Sea // Geoph. Res. Letters. 1992. V. 19. № 16. P. 1671–1674. DOI: 10.1029/92GL01688.
20. *Stabeno P.J., Reed R.K., Overland J.E.* Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio // J. of Oceanography. 1994. V. 50. № 6. P. 653–662.
21. *Tanaka Y., Yasuda I., Hasumi H.* Effects of the 18.6-yr modulation of tidal mixing on the North Pacific bidecadal climate variability in a coupled climate model // J. of Climate. 2012. V. 25. № 21. P. 7625–7642.
22. *Uehara H., Kruts A.A., Mitsudera H. et al.* Remotely propagating salinity anomaly varies the source of North Pacific ventilation // Progress in Oceanography. 2014. V. 126. № . P. 80–97.
23. *Yasuda I., Ito S., Shimizu Y. et al.* Cold-core anticyclonic eddies south of the Boussole Strait in the northwestern Subarctic Pacific // J. of Physical Oceanography. 2000. V. 30. № 6. P. 1137–1157.
24. *Yasuda I., Osafune S., Tatebe H.* Possible explanation linking 18.6-year period nodal tidal cycle with bidecadal variations of ocean and climate in the North Pacific // Geoph. Res. Letters. 2006. V. 33. № L08606. Doi:10.1029/2005GL025237.

Variability of the Intermediate Waters in the Oyashio in Relation to 18.6-year Lunar Declination Cycle

K. A. Rogachev, N. V. Shlyk

The south-flowing waters of the Oyashio Current is a key component of the western subarctic Pacific gyre. We use CTD data and Argo buoys to investigate the recent freshening in the region. Historical data show that salinity in the intermediate layer of the Oyashio Current decreased by 0.14 psu/26 years ± 0.07 from 1990 to 2015. This variability is modulated by the 18.6-year period oscillation of the lunar orbital inclination. Enhanced modulation of tidal mixing exists near Kuril Islands and particularly at Kruzenshtern Bank. This freshening is likely link to change in circulation in the western subarctic Pacific gyre.