

УДК 551.466.8

ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВНУТРЕННЕГО ПРИЛИВА M_2 В СВОБОДНОМ ОТ ЛЬДА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ: ДИНАМИКА И ЭНЕРГЕТИКА

© 2024 г. Б. А. Каган*, А. А. Тимофеев**

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Нахимовский проспект, д. 36, Москва, 117997, Россия

*e-mail: kagan.ba@spb.ocean.ru

**e-mail: timofeev.aa@spb.ocean.ru

Поступила в редакцию 07.11.2023 г.

После доработки 14.05.2024 г.

Принята к публикации 02.09.2024 г.

Посредством высокоразрешающей версии трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 воспроизведены поля динамических характеристик (амплитуд приливных колебаний изопикн и эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина) и интегральных по глубине составляющих бюджета средней (за приливный цикл) бароклинной приливной энергии в свободном от льда Восточно-Сибирском море. К ним относятся плотность, адвективный перенос и горизонтальный волновой поток этой энергии, скорость взаимного преобразования различных форм приливной энергии и скорость диссипации за счет придонного трения. В среднем за приливный цикл и по площади моря они получились равными 1.7×10^3 Дж/м², 11 и 269 Вт/м и 1.65×10^{-3} и 1.1×10^{-3} Вт/м², соответственно. Эти значения в общем меньше аналогичных в море Лаптевых.

Ключевые слова: амплитуды ВПВ, бароклинная составляющая скорости, компоненты бюджета бароклинной приливной энергии, моделирование, Восточно-Сибирское море

DOI: 10.31857/S0002351524060034 EDN: HVDDXG

1. ВВЕДЕНИЕ

Поверхностный прилив M_2 в Восточно-Сибирском море изучен гораздо лучше, чем внутренний. Достаточно сказать, что моделированию первого из них посвящено, как минимум, пять публикаций [Kowalik and Proshutinsky, 1994; Прошутинский, 1993; Поляков и Дмитриев, 1994; Padman and Erofeeva, 2004; Каган и Тимофеев, 2023]. В результате было установлено, что приливная карта моря включает от 2 до 4 амфидромий неизвестного происхождения, в том числе 1 ложную с центром на о-вах Новая Сибирь и Котельный. Недавно появилась пятая публикация, свидетельствующая о том, что приливная карта моря, помимо 3 крупномасштабных амфидромий, обязанных своим происхождением интерференции встречных прогрессивных волн Пуанкаре в южной части моря, содержит еще 1 ложную амфидромию с центром на о. Новая Сибирь и 4 мелкомасштабные амфидромии, вызванные интерференцией встречных волн Кельвина. Три из них находятся в узких проливах в

окрестностях о-вов Большой и Малый Ляховский и одна — в узкости на входе в Чаунскую губу. Соответствующая приливная карта представлена в [Каган и Тимофеев, 2023]. В отличие от поверхностного прилива M_2 нам не удалось найти ни одной публикации, содержащей сведения о внутреннем приливе M_2 . Может сложиться впечатление, что амплитуды поверхностного прилива малы настолько, что затраты времени и средств на изучение внутреннего прилива здесь либо не имеют смысла, либо потенциальные авторы руководствуются известным правилом: если при отсутствии резонансного усиления приливов их источник (поверхностный прилив M_2 , ППМ₂) мал, то будет мал и отклик на его воздействие (внутренний прилив M_2 , ВПМ₂). Мы не будем развивать эту тему тем более, что она выходит за рамки цели данного сообщения. Ее мы видим в том, чтобы попытаться устранить пробел в наших знаниях о динамике и энергетике ВПМ₂ или связанных с ним внутренних приливных волн (ВПВ) в свободном от льда Восточно-Сибирском море. Предварительно мы сочли целесообразным допол-

нить эту цель следующими тремя заданиями: (1) выразить индуцируемую ВПВ диссипацию бароклинной приливной энергии в терминах скорректированного (за счет эффекта ВПВ) коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, (2) используя высокоразрешающую трехмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4 и полученное выражение для скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, воспроизвести поля динамических и энергетических характеристик ВПВ в безледном Восточно-Сибирском море и (3) выявить основные закономерности пространственных распределений этих характеристик с тем, чтобы обеспечить полезную информацию об интересующем нас явлении. В результате цель настоящего сообщения становится четырех-шаговой. Завершая перечисление целей данного сообщения, хотелось бы подчеркнуть, что никаких исследований внутренних приливов, в том числе ВПМ₂, и соответствующих ВПВ в Восточно-Сибирском море до сих пор опубликовано не было.

Что касается публикаций, имеющих прямое отношение к теме настоящего исследования, то к ним следовало бы отнести работу [Кузьмин и Козлов, 2022], в которой было продемонстрировано по данным спутниковых радиолокационных регистраций пакетов нелинейным дискретных короткопериодных внутренних волн (КВВ), образующихся вследствие распада ВПВ, что в западной части Восточно-Сибирского моря пакеты КВВ массово выявляются к северу от о-вов Котельный и Новая Сибирь. На остальной акватории моря информации о КВВ не было. Добавим, что общее количество таких пакетов в 2019 г. (год производства регистраций) было сравнительно невелико (в среднем 10–15 случаев). Для сравнения: в результате аналогичных наблюдений в море Лаптевых в том же году было обнаружено свыше 2000 таких пакетов. При этом расстояние от критической широты, где приливная и инерционная частоты совпадают, до гребней лидирующих волн в пакетах было достаточно большим. Сравнение данных наблюдений в 2019 г. с результатами таких же наблюдений в 2011 г. показало, что их отличия в оба года частично обуславливаются разным числом регистраций пакетов КВВ и частично интенсификацией течений, а также, по словам авторов статьи, ослаблением вертикальной стратификации и преобладанием первого фактора над вторым. В такой последовательности происходят события, сопровождающие усиление генерации КВВ во времени в Арктике.

2. ИСПОЛЬЗУЕМАЯ МОДЕЛЬ И ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ИНДУЦИРУЕМОЙ ВПВ ДИССИПАЦИИ БАРОКЛИННОЙ ПРИЛИВНОЙ ЭНЕРГИИ В ТЕРМИНАХ СКОРРЕКТИРОВАННОГО КОЭФФИЦИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФфуЗИИ

Мы уже отмечали, что для достижения поставленной цели предполагается привлечь трехмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4. Ее детальное описание приводится в [Ir and Lynch, 1993]. Поэтому здесь во избежание повторений мы ограничимся только перечислением модельных уравнений и граничных условий на свободной поверхности моря и его дне (точнее, на ближайших к ним расчетных уровнях). Здесь же дается сводка источников эмпирической информации, откуда она заимствуется при реализации модели.

Модель включает так называемое двумерное обобщенное уравнение неразрывности в волновой форме для возмущений уровня моря, необразованные уравнения движения, записанные в приближениях гидростатики и Буссинеска для горизонтальной скорости, эволюционные уравнения для температуры и солености морской воды и характеристик турбулентности (удвоенной кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и масштаба турбулентности), трехмерное уравнение неразрывности, служащее для определения вертикальной скорости, уравнения гидростатики и состояния морской воды и соотношения приближенного подобия для нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной вязкости и диффузии. Эволюционные уравнения для горизонтальной скорости и температуры и солености морской воды после перенесения членов, характеризующих адвекцию, а также горизонтальные вязкость и диффузию, на предыдущий шаг по времени решаются как система нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Характеристики турбулентности определяются 2.5-уровневой схемой турбулентного замыкания [Mellor and Yamada, 1982], а коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии, используя выражения для них из статьи Смагоринского [Smagorinsky, 1963].

Граничные условия для КЭТ на ближайшем к свободной поверхности и дну расчетных уровнях задаются условием Дирихле, вытекающим из приближенного равенства между продукцией и диссипацией КЭТ при аппроксимации масштаба турбулентности законом стенки, связывающим КЭТ с квадратом скорости трения. Граничные значения

для масштаба турбулентности там же определяются законом стенки. Необходимый для расчета горизонтальной скорости вертикальный поток импульса на ближайшем к свободной поверхности моря расчетном уровне выражается через поток импульса в приводном слое атмосферы, а он задается равным нулю. Вертикальный поток импульса на ближайшем ко дну расчетном уровне параметризуется квадратичным законом сопротивления. Коэффициент сопротивления в этом случае принимается равным 5×10^{-3} . Значения уровня на открытых границах расчетной области, рассматриваемые в качестве непривливногo форсинга (ветрового, термохалинного и обусловленного массообменом с соседними водоемами), задаются равными нулю, а значения приливных колебаний уровня на открытой границе моря, выступающих здесь роли приливного форсинга, — по данным высокоразрешающей арктической приливной модели [Padman and Erofeeva, 2004], ассимилирующей всю имеющуюся на сегодняшний день эмпирическую информацию о поверхностных приливах, включая данные спутниковой альтиметрии. Поле скорости ветра в приводном слое атмосферы также задается равным нулю.

Температура и соленость морской воды на ближайшем к свободной поверхности расчетном уровне в море определяются посредством восстанавливающих (restoring) граничных условий. Время восстановления принимается одинаковым для обеих переменных. Их климатические значения берутся из цифрового атласа Арктики [Tanis and Timokhov, 1997], а вертикальные градиенты температуры и солености на ближайших к свободной поверхности и дну расчетных уровнях полагаются равными нулю. Море считается стратифицированным по вертикали, однородным по горизонтали и свободным от морского льда и речного стока, что избавляет от необходимости определять эти факторы.

Горизонтальное разрешение конечно-элементной сетки принимается равным 3.2 км. Соответственно, бароклинный радиус деформации Россби на глубине пикноклина, равный 13.9 км, дискретизируется посредством 4–5 конечных элементов. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата с неравномерным распределением слоев по вертикали. Толща моря делится на 40 слоев переменной протяженности по глубине, сгущающихся в поверхностном и придонном пограничных слоях. Расстояние между свободной поверхностью и дном и ближайшими к ним расчетными уровнями принимается в обоих случаях равным 1 м. Шаг по времени задается равным 5.6 с, необходимость выбора которого диктуется интегрирова-

нием эволюционных уравнений для горизонтальной скорости, температуры и солености морской воды и характеристик турбулентности как системы нестационарных одномерных (по вертикали) неоднородных дифференциальных уравнений. Глубины заимствуются из банка данных IBCAO. Остальные параметры модели задаются такими же, как и в ее оригинальной версии [Ip and Lynch, 1993].

Упомянутая в заголовке раздела диссипация бароклинной приливной энергии считается обязанной своим происхождением не орографическому сопротивлению, как это предполагается в [Jayne and St. Laurent, 2001], а индуцируемой ВПВ диссипации, входящей в выражение для коэффициента диапикнической диффузии. Оно связывает названный коэффициент с нормированной на ρ_0 (здесь ρ_0 — средняя плотность морской воды) локальной диссипацией и обратным квадратом частоты плавучести. Сложение нескорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, определяемого 2.5-уровневой схемой турбулентного замыкания, с коэффициентом диапикнической диффузии, контролируемым чисто приливногo форсингом, дает возможность оценить скорректированный (с учетом эффекта ВПВ) коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Обоснованием служит приближение «слабого взаимодействия» [Заславский и Сагдеев, 1988], согласно которому, если разности характерных частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения достаточно велики, то нелинейными взаимодействиями между отдельными составляющими турбулентности можно пренебречь, приближенно полагая их аддитивными, хотя сами по себе эти составляющие турбулентности являются сильно нелинейными. Решение исходной начально-краевой задачи, описывающей динамику и энергетику ВПВ, ищется в такой последовательности: сначала решается задача без учета эффекта ВПВ. Из ее решения находится нескорректированный коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Затем этот коэффициент суммируется со средним (за приливный цикл) коэффициентом диапикнической диффузии, полученным из решения той же задачи, но при учете эффекта ВПВ, после чего уравнения гидротермодинамики моря интегрируются во времени при скорректированном коэффициенте до выхода решения на квазистационарный режим. Сравнение решений, найденных с учетом и без учета эффекта ВПВ, дает представление об индуцируемых ВПВ изменениях динамических и энергетических характеристик ВПВ в море. Преимуществом такого подхода является отказ от

априорных предположений, принятых в [Jayne and St. Laurent, 2001], а именно: о неизменности в горизонтальной плоскости вертикального распределения диссипации бароклинной приливной энергии и фиксации вертикального масштаба ее вырождения (задания этого масштаба равным значению, свойственному Бразильской котловине) в случае, когда ответственность за диссипацию возлагается на орографическое сопротивление. Оба предположения спорны, имея в виду пятнистость структуры диссипации в океане. Коэффициент диапикнической диффузии, необходимый для определения скорректированного коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, задается по результатам работы [Каган и Тимофеев, 2020а].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Их обсуждение начнем с пояснения, как определяется горизонтально-однородная стратификация. При задании полей температуры и солёности морской воды из цифрового атласа Арктики определение этой стратификации сводится к усреднению переменных на отдельных горизонтах по площади моря, затем к нахождению с помощью уравнения состояния морской воды ее плотности и последующему определению частоты плавучести. После этого восстанавливается вертикальный профиль частоты плавучести, и, наконец, он распространяется на все ближайшие к свободной поверхности расчетные точки сеточной области, покрывающей море.

Рассмотрим поля динамических характеристик ВПВ при названной стратификации. Речь идет о полях амплитуд и фаз приливных колебаний изопикн и эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина. Поле амплитуд изображено на рис. 1. Для их отыскания численное решение для возмущений плотности ρ' морской воды подвергалось преобразованию Фурье на стадии установления квазистационарного режима, позволяющему выделить интересующую нас гармонику и определить ее амплитуду по формуле

$$a_{M_2} = \frac{g'}{N^2}, \quad \text{где } a_{M_2} \text{ — искомая амплитуда,}$$

$$g' = \frac{g\rho'}{\rho_0} \text{ — редуцированное ускорение свободного}$$

падения, ρ_0 — как и раньше, средняя плотность морской воды и N — частота плавучести. Из рис. 1 следует, что особенностью поля амплитуд является ограниченность площади моря, занимаемой ощутимыми амплитудами, варьирующими в пределах от 0.1 до 1.0 м и больше. Эта область охватывает всю северную часть моря, включая окрестности о-вов

Новая Сибирь и Котельный, а также западную окрестность о-ва Врангеля. Южные оконечности этих островов, равно как и окрестности о-вов Большой и Малый Ляховский и районы вблизи побережья материка заняты глубинами, меньшими глубины пикноклина, и потому амплитуды ВПМ₂ в них выпадают из числа исследуемых.

Но особенно сильное впечатление оставляет другое обстоятельство. Дело в том, что полученные оценки амплитуд ВПМ₂ свидетельствуют о распространении ВПМ₂ к северу от критической широты. Между тем известно, что выше критической широты ВПВ теряют способность распространяться как свободные волны и дезинтегрируются (распадаются) в пакеты КВВ. Последние, однако, не воспроизводятся ни используемой нами моделью, ни любой другой гидростатической моделью, выходя из числа кандидатов, способных распространяться как свободные волны в сверхкритических широтах на расстояния порядка 100 км от очагов их генерации. Косвенным подтверждением существования ВПВ могут служить результаты моделирования, представленные в [Каган и Тимофеев, 2020b], прямым — результаты полевых измерений, содержащиеся в [Pingree and New, 1995; Hsu et al., 2000; Holloway et al., 2001; Rainville and Pinkel, 2006]. Обратим внимание на заключение, сделанное в [Vlasenko et al., 2003], согласно которому бароклинные ВПВ могут генерироваться в сверхкритических широтах на «подветренных» свалах глубин. На первый взгляд такое соображение кажется правдоподобным, но единственное ли оно? Ответа на этот вопрос, учитывающего весь имеющийся набор данных SAR (Synthetic Aperture Radar) изображений морской поверхности, пока нет.

Один момент остается неясным. Мы имеем в виду характер дезинтеграции (полная она или частичная) в пакеты КВВ. В случае полной дезинтеграции все приходящие к критической широте ВПВ дезинтегрируются на ней или в ее окрестности. Неясно, почему тогда очаги генерации КВВ могут находиться в сверхкритических широтах. Длина КВВ в сверхкритических широтах моря Лаптевых равна ~ 1.2 км в северо-восточной части моря и к западу от о. Столбовой. В других частях моря она не намного отличается от этого значения, судя по данным SAR изображений, цитируемых в [Kozlov et al., 2017]. и тем самым подтверждает дезинтеграцию ВПВ в пакеты КВВ. Неясно также, каковы условия такой дезинтеграции. Могут ли вырожденные ВПВ, под которыми понимаются вынужденные волны, образованные в докритических широтах при частичной дезинтеграции, подобно ВПВ на критической широте, дезинтегрироваться в пакеты КВВ и каков в данном слу-

чае критерий дезинтеграции? Сведений на этот счет также пока нет, но факт обнаружения пакетов КВВ в сверхкритических широтах можно считать установленным достаточно надежно.

Что касается поля фаз ВПВ на глубине пикноклина, здесь оно не приводится из-за того, что бароклинный радиус деформации Россби много меньше горизонтальных размеров моря. Соответственно, поле фаз содержит большое число амфидромий, в центрах которых фазы претерпевают скачкообразные изменения на 180° (6 ч), т. е. находятся в противофазе с таковыми в других частях бассейна. Многократные разрывы изофаз делают невозможным их наглядное изображение.

Поле эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина (рис. 2) в общем напоминает поле амплитуд ВПВ. Как и на рис. 1, оно четко выражено в западной и восточной частях моря, примыкающих к северной открытой границе моря, а также в окрестностях о-вов Котельный, Новая Сибирь и Врангеля. Во всей остальной части моря эллипсы вырождаются в точки (бароклинная приливная скорость близка к нулю). Наибольшие скорости на северо-западе моря и в окрестности о. Новая Сибирь достигают нескольких десятков см/с, наименьшие, не превышающие нескольких

см/с, — в южных районах центральной и юго-восточной частей моря.

Перейдем теперь к краткому обсуждению энергетических характеристик ВПВ. Их определения можно найти в [Каган, Тимофеев, 2005]. Начнем, как обычно, с поля средней (за приливный цикл) интегральной по глубине плотности бароклинной приливной энергии, изображенного на рис. 3. Первое, что обращает на себя внимание, — это полосчатая структура поля. Максимальное значение (до 10^4 Дж/м²) переменной детектируется в северной части моря, в полосе, примыкающей к северной и восточной частям открытых границ моря. Здесь ее значения увеличиваются к северу от 2×10^3 до 10^4 Дж/м² и выше. Южнее ее располагается полоса с умеренными значениями переменной, в которой она варьирует от 10^3 до 2×10^3 Дж/м², и, наконец, еще южнее располагается полоса низких значений переменной, изменяющейся от 0 до 10^3 Дж/м². В общем, для поля свойственна сравнительно гладкая структура, в которой указанные значения переменной перемежаются выбросами увеличенных значений, вызываемыми изолированными поднятиями дна. Среднее (за приливный цикл и по площади моря) значение переменной составляет 1.7×10^3 Дж/м².

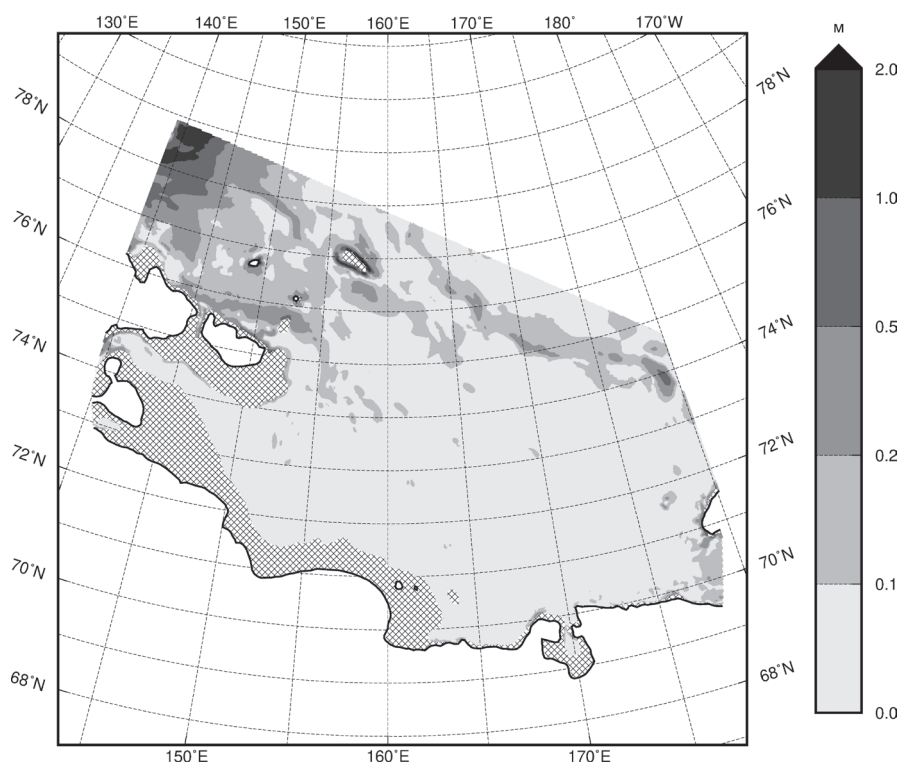


Рис. 1. Поле амплитуд внутреннего прилива M_2 на глубине пикноклина, равной 12.5 м, в Восточно-Сибирском море. Штриховкой выделены под области, в которых глубины меньше глубины пикноклина.

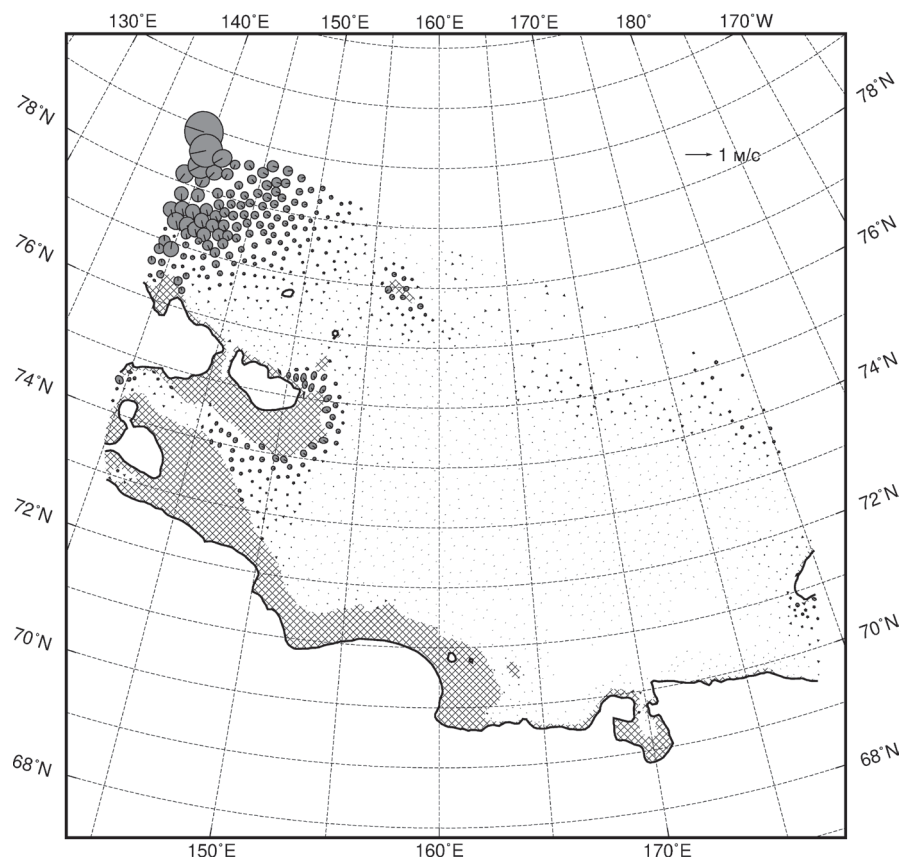


Рис. 2. Поле эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина в Восточно-Сибирском море. Заштрихованы эллипсы с направлением вращения вектора скорости по часовой стрелке. Остальные пояснения см. на рис. 1.

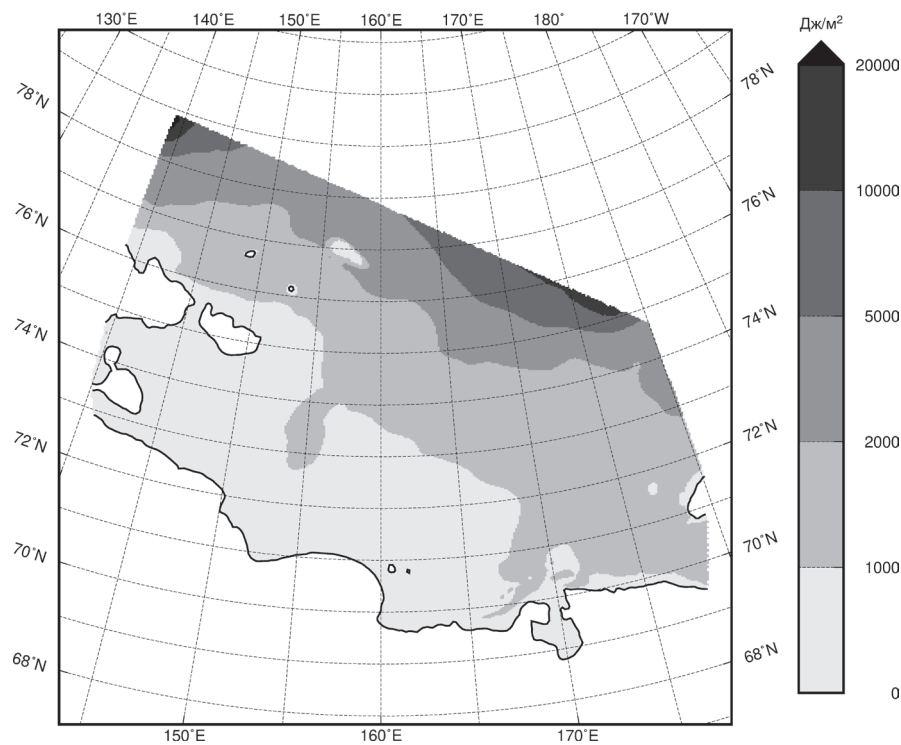


Рис. 3. Поле средней (за приливный цикл) интегральной по глубине плотности бароклинной приливной энергии.

На рис. 4 приводится поле среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине адвективного переноса бароклинной приливной энергии. Оно характеризуется сочетанием упорядоченного переноса и отдельных «круговоротов», наиболее четко выраженных в окрестностях островов, но встречающихся также и в открытом море. Максимальные значения переменной составляют более 10^2 Вт/м, минимальные — 10^{-2} – 10^{-1} Вт/м в окрестности континента. Среднее значение (за приливный цикл и по площади моря) адвективного переноса равно 11 Вт/м.

Близкая ситуация в смысле структуры поля отмечается и для среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии (рис. 5). Как и для адвективного переноса, для горизонтального волнового потока характерно сочетание упорядоченного переноса и отдельных «круговоротов» в окрестностях о. Новая Сибирь и о-вов Большой и Малый Ляховский. Максимальное значение переменной обнаруживается в окрестности северо-западной и северо-восточной частей открытой границы моря, где оно превышает 10^3 Вт/м, минимальное — в окрестности континента, где оно меньше 10 Вт/м. Среднее (за приливный цикл и по площади моря) значение горизонтального волнового потока составляет 269 Вт/м.

В отличие от полей адвективного переноса и горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии, поле взаимного преобразования различных форм приливной энергии (рис. 6) обладает пятнистой структурой, в которой значения переменной изменяются преимущественно в пределах ± 0.02 Вт/м². В северной части моря они увеличиваются до 0.1 Вт/м² и выше, но не превышают 0.5 Вт/м². Здесь положительные значения соответствуют переходу баротропной приливной энергии в бароклинную, отрицательные — в обратном направлении. Малость ее среднего (за приливный цикл и по площади моря) значения, равного 1.65×10^{-3} Вт/м², по сравнению с локальными значениями объясняется компенсацией знакопеременных (по площади моря) значений. Отличие средней скорости взаимного преобразования приливной энергии от нуля связано с использованием неравномерной сетки и, следовательно, невозможностью предотвратить появление разных вычислительных фазовых скоростей распространения сигнала на сетке с разным разрешением [Каллен, 1982].

Для поля средней (за приливный цикл) скорости диссипации бароклинной приливной энергии за счет придонного трения (рис. 7) свойственна полосчатая структура. Максимумы скорости диссипации близки к 10^{-2} Вт/м². Они приходятся на северо-за-

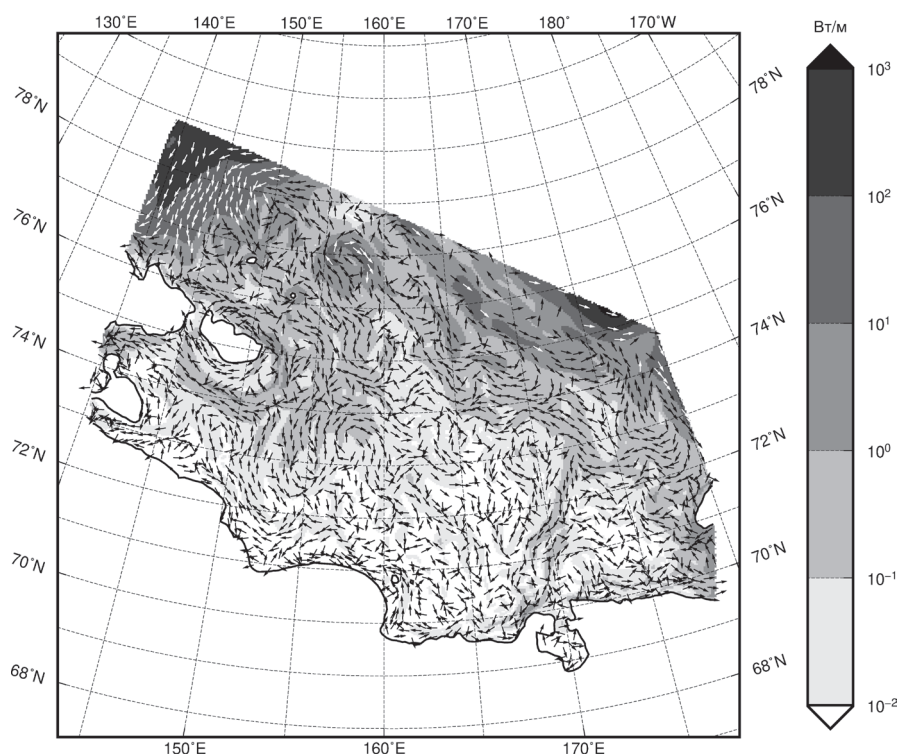


Рис. 4. Поле среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине адвективного переноса бароклинной приливной энергии.

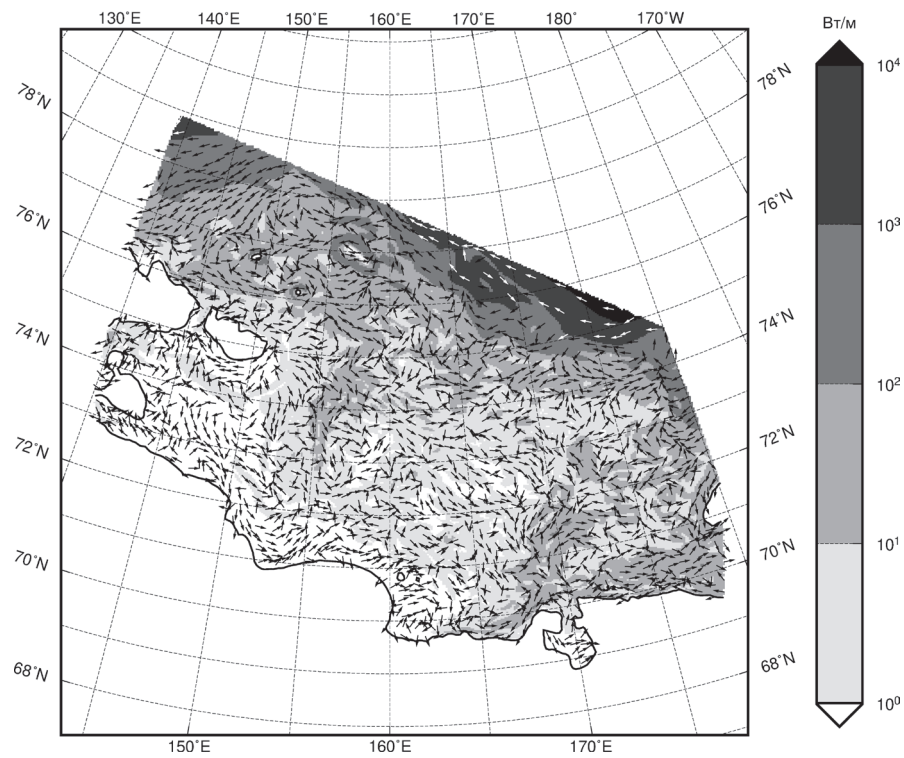


Рис. 5. Поле среднего (за приливный цикл) интегрального по глубине горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии.

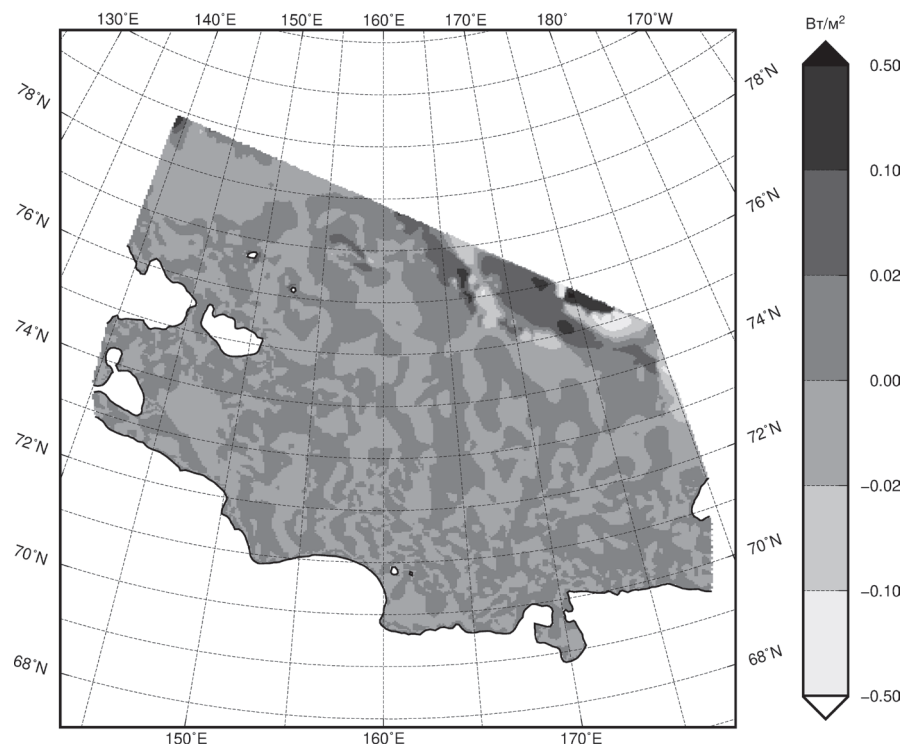


Рис. 6. Поле средней (за приливный цикл) интегральной по глубине скорости взаимного преобразования различных форм приливной энергии.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем теперь итоги проделанной работы. В рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 были получены поля динамических и энергетических характеристик внутреннего прилива M_2 в безледном Восточно-Сибирском море. С этой целью вертикальный профиль частоты плавучести, определяющий характер стратификации, находился по данным цифрового атласа Арктики, и затем он приписывался всем ближайшим к свободной поверхности моря расчетным точкам сеточной области. Тем самым стратификация полагалась горизонтально-однородной. Результаты моделирования выявили, что основной особенностью поля амплитуд внутреннего прилива является существование обширной области, примыкающей к северной открытой границе моря, в которой амплитуды внутреннего прилива на глубине пикноклина варьируют от 0.1 до 1 м и выше. Максимальные значения амплитуд детектируются в северо-западной части моря, минимальные — в южной, где они близки к нулю. Поле эллипсов бароклинной приливной скорости на глубине пикноклина в общем напоминает поле амплитуд. Оно содержит эллипсы только в северной части моря и исключает их в южной. Высокие значения скорости, достигающие десятков см/с, обнаруживаются в окрестности о. Новая Сибирь и у западного побережья о. Врангеля. Средние (по площади моря) значения амплитуд, равно как и максимальной и минимальной скорости, оказались равными соответственно 9.2 см, 2.8 и 2.6 см/с. Получены также оценки средних (за приливный цикл и по площади моря) интегральных по глубине значений составляющих бюджета бароклинной приливной энергии. Оценка средней плотности бароклинной приливной энергии оказалась равной 1.7×10^3 Дж/м², адвективного переноса — 11 Вт/м, горизонтального волнового потока — 269 Вт/м, скорости взаимного преобразования различных форм приливной энергии — 1.65×10^{-3} Вт/м² и скорости диссипации бароклинной приливной энергии за счет придонного трения — 1.1×10^{-3} Вт/м². Сравнивая эти оценки в Восточно-Сибирском море с аналогичными в море Лаптевых, убеждаемся, что первые из них в общем меньше, чем вторые.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2024-0028).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Заславский Г.М., Сагдеев Р.З. Введение в нелинейную физику: От маятника до турбулентности и хаоса. М.: Наука, 1988. 368 с.

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 550–566.

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Определение диссипации бароклинной приливной энергии и связанного с ней коэффициента диапикнической диффузии как первый шаг оценивания роли приливных эффектов в формировании климатических характеристик моря Лаптевых // Фунд. Прикл. Гидрофизика. 2020. Т. 13. № 4. С. 39–49. doi: 10.7868/S2073667320040048

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Высокора разрешающее моделирование полусуточных внутренних приливных волн в безледный период в море Лаптевых: их динамика и энергетика // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 5. С. 586–597. doi: 10.31857/S0002351520050041

Каган Б.А., Тимофеев А.А. Высокора разрешающее моделирование поверхностного полусуточного прилива M_2 в Восточно-Сибирском море: его динамика и энергетика // Фунд. Прикл. Гидрофизика. 2023. Т. 16. № 2. С. 64–72. doi: 10.59887/2073-6673.2023.16(2)-5

Каллен М.Дж.П. Метод конечных элементов. В кн. «Численные методы, используемые в атмосферных моделях»/ Пер. с англ. под ред. В.П. Садокова. Л.: Гидрометеиздат. 1982. С. 215–244.

Кузьмин А.В., Козлов И.Е. Характеристики короткопериодных внутренних волн в море Лаптевых и прилегающих районах Карского и Восточно-Сибирского морей по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летне-осенний период 2019 года // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 3. С. 16–27. doi: 10.22449/2413-5577-2022-3-16-27

Поляков И.В., Дмитриев Н.Е. Прилив M_2 в Северном Ледовитом океане. Структура баротропного прилива // Метеорология и гидрология. 1994. № 1. С. 56–68.

Прошутинский А.Ю. Полусуточные приливы Северного Ледовитого океана по результатам моделирования // Труды ААНИИ. 1993. Вып. 429. С. 29–44.

Holloway P. E., Chatwin P. G., Craig P. Internal tide observations from the Australian North West Shelf in summer 1995 // J. Phys. Oceanogr. 2001. V. 31. No. 5. P. 1182–1199. doi: 10.1175/1520-0485(2001)031<1182:ITOFTA>2.0.CO;2

Hsu M.-K., Liu A.K., Liu C. A study of internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR // Cont. Shelf Res. 2000. V. 20. No. 4. P. 389–410. doi: 10.1016/S0278-4343(99)00078-3

Ip J.T.C., Lynch D.R. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model.

- Report Number NML-95-1, Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, 1995, 46 p. http://www-nml.dartmouth.edu/Publications/internal_reports/NML-95-1/95-1/Q3_3.ps
- Jayne S.R., St. Laurent L.C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography// *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. No. 5. P. 811–814. doi: 10.1029/2000GL012044
- Kowalik Z., Proshutinsky A.Yu. The Arctic Ocean tides. In: *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment. Geophysical Monograph Series*, V. 85, Eds. O.M. Johannessen et al., AGU, Washington, D.C. 1994, P. 137–158. doi: 10.1029/GM085p013
- Kozlov I.E., Zubkova E.V., Kudryavtsev V.N. Internal solitary waves in the Laptev Sea: First results of spaceborne SAR observations// *IEEE Geoscience. Remote Sensing Lett.* 2017. V. 14. No. 11. P. 2047–2051. doi: 10.1109/LGRS.2017.2749681
- Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems// *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20. No. 4. P. 851–875. doi: 10.1029/RG020i004p00851
- Padman L., Erofeeva S. A barotropic reverse tidal model for the Arctic Ocean// *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02303, doi: 10.1029/2003GL019003
- Pingree R.D., New A.L. Structure, seasonal development and sunglint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican shelves and in the Bay of Biscay// *Deep Sea Res.* 1995. V. 42. No. 2. P. 245–284. doi: 10.1016/0967-0637(94)00041-P
- Rainville L., Pinkel R. Propagation of the low-modes internal waves through the ocean// *J. Phys. Oceanogr.* 2006. V. 36. No. 6. P. 1220–1236. doi: 10.1175/JPO2889.1
- Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations// *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91. No. 3. P. 99–164. doi: 10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2
- Environmental Working Group Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Version 1. *Oceanography Atlas for the summer period* / Ed. by Tanis E., Timokhov L. Boulder, Colorado USA. NSIDC. 1997. doi: 10.7265/N5H12ZX4
- Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., Sabinin K. Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude// *Deep Sea Res.* 2003. V. 50. No. 3. P. 317–338. doi: 10.1016/S0967-0637(03)00018-9

THE HIGH-RESOLVING MODELLING OF THE M_2 INTERNAL TIDE IN THE ICE-FREE EAST-SIBERIAN SEA: DYNAMICS AND ENERGETICS

B. A. Kagan*, A. A. Timofeev**

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nahimovsky pr., 36, 117997, Moscow, Russia

*e-mail: kagan.ba@spb.ocean.ru

**e-mail: timofeev.aa@spb.ocean.ru

Using the high-resolving version of the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4, the fields of the dynamic characteristics (amplitudes of tidal elevations and ellipses of the baroclinic tidal velocities) at the pycnocline depth and the average (over a tidal cycle) depth-integrated components of the baroclinic tidal energy budget in the ice-free East-Siberian Sea have been presented. To the latter of them belong the density, the advective transport and the horizontal wave flux of baroclinic tidal energy, the mutual conversion rate of tidal energy and the dissipation rate of baroclinic tidal energy due to bottom friction. In the average (over a tidal cycle and the sea area) their values were equal to $1.7 \times 10^3 \text{ J/m}^2$, 11 and 269 W/m and 1.65×10^{-3} and $1.1 \times 10^{-3} \text{ W/m}^2$, respectively. These values are in general smaller than their analogs in the Laptev Sea.

Keywords: ITW amplitudes, baroclinic velocity, baroclinic tidal energy budget, modeling, East-Siberian Sea