УДК 551.465.5+551.466

© *Б. А. Каган, А. А. Тимофеев*
Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН
kagan@ioras.nw.ru, timofeev@ioras.nw.ru

Моделирование стационарной циркуляции и полусуточных поверхностных и внутренних приливов в проливе Карские Ворота

В рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 выполнена серия численных экспериментов по воспроизведению стационарной циркуляции, а также поверхностных и внутренних M_2 приливов в районе пролива Карские Ворота. Форсинг обуславливается либо стационарными перепадами уровня свободной поверхности на открытой границе исследуемой области, либо приливными колебаниями уровня на той же границе, либо и тем и другим одновременно. Показано, что предсказываемые моделью амплитуды внутренних приливных волн на поднятии дна в этом проливе составляют порядка 10—16 м при средних (за сизигийно-квадратурный цикл) условиях. Примечательно, что максимальные амплитуды внутренних приливных волн отмечаются там, где внутренние приливные волны распространяются навстречу стационарному потоку. Результаты моделирования воспроизводят также стационарный поток массы, ориентированный из Баренцева моря в Карское, слабое западное поверхностное течение Литке, тенденцию к образованию вырожденной амфидромии с центром на о. Вайгач и изменения приливных фаз от 0 до 30° и от 330 до 0° в прилегающих частях Баренцева и Карского морей соответственно.

Ключевые слова: трехмерная модель, стационарная циркуляция, приливы, пролив Карские Ворота.

B. A. Kagan, A. A. Timofeev
Saint-Petersburg Department of the P.P.Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Russia
kagan@ioras.nw.ru, timofeev@ioras.nw.ru

Modeling of the Stationary Circulation and Semidiurnal Surface and Internal Tides in the Strait of Kara Gates

A series of numerical experiments is carried out for simulation of the stationary circulation and semidiurnal surface and internal tides in the region of the Kara Gates Strait. They are caused by either stationary contrasts of the free surface level at the open boundary of the domain under study, or by tidal elevations at the above boundary, or by means of both concurrently. It is shown that the predicted amplitudes of internal tidal waves on the bottom uplift in the strait amount to about 10—16 m under mean (over a syzygy-quadrature cycle) conditions. It is remarkable that the maximum internal tidal waves' amplitudes are detected where internal tidal waves propagate against the stationary flow. Modeling results also show the slight western Litke current, a tendency to the appearance of the degenerate amphidrome with its center at the Vaigach Island and changes in tidal phases from 0 to 30° and from 330 to 0° in the adjacent parts of the Batrents and Kara Seas, respectively.

Key words: three-dimensional model, stationary circulation, tides, Kara Gates Strait.

Пролив Карские Ворота представляет интерес по двум причинам. Во-первых, он интересен как объект исследований с теоретической точки зрения. Во-вторых, он является примером региона, в котором данные *in situ* измерений вертикальных смещений изотерм и результаты моделирования внутренних приливов (или внутренних приливных волн (ВПВ)) свидетельствуют о существовании экстремальных полусуточных ВПВ. По результатам моделирования [1], полученным в рамках двумерной (в вертикальной плоскости) модели генерации ВПВ, их амплитуды составляют порядка

50 м. Сомнения в адекватности приведенной оценки амплитуд ВПВ невольно возникают, как только они сравниваются с глубиной поднятия дна в прол. Карские Ворота. Принятая в [1] топография дна была заимствована из банка данных ETOPO-5. Если его заменить более современными банками данных IBCAO, GEBCO или ETOPO-1, то минимальная глубина вдоль оси пролива будет меньше 50 м, так что амплитуды ВПВ в нем в принципе не могут быть равными указанному значению. Далее, цитируемые в [2] результаты *in situ* измерений были получены не над поднятием дна на оси пролива, а, если судить по схеме расположения буйковых станций, приведенной в [2], южнее оси пролива, в глубоководном канале с глубиной порядка 190 м. Мало того, из этих измерений следует, что максимальные полусуточные вертикальные смещения изотерм, характеризующие расстояние от гребня до подошвы волны, составляют около 70 м, что в пересчете дает 35-метровое значение амплитуды ВПВ. Причины увеличения амплитуд ВПВ с 35 до 50 м кроются, по всей видимости, в стремлении исполнителей работы [1] получить экстремальную оценку амплитуд ВПВ, приходящихся на момент сизигии. Важно понять, какие амплитуды ВПВ встречаются в прол. Карские Ворота при средних (за сизигийно-квадратурный цикл) условиях.

Уместно напомнить, что в настоящее время имеются три главные, по нашему мнению, модели генерации ВПВ и вообще внутренних волн (ВВ). Согласно одной из них [3], наиболее интенсивная генерация происходит тогда, когда характеристический наклон этих ВВ или ВПВ совпадает с наклоном дна (условие критического наклона). Если амплитуды волн достаточно велики, волны могут дезинтегрироваться в пакеты высокоамплитудных уединенных волн, которые, как и поверхностные волны, подвержены эффектам дифракции и рефракции на нерегулярностях топографии дна. Распространяясь по мелководью, длины этих волн уменьшаются, их амплитуды увеличиваются и, в конечном счете, волны разрушаются.

В [4] было предположено, что, когда скорость приливного потока над порогом достаточно велика, ВВ с горизонтальным масштабом, приближающимся к масштабу порога, генерируются на стадии ускорения приливного потока. При этом они распространяются только вверх по потоку, усиливаясь в районе генерации, если внутреннее число Фруда Fr, определяемое как отношение придонной приливной скорости u к фазовой скорости n-й внутренней моды c_n, равно единице, т. е. $u/c_n = 1$.

Влияние фоновых течений и связанного с ними доплеровского сдвига частот на процесс генерации ВВ были рассмотрены в [5, 6]. Авторы этих работ показали, что в случае встречного течения, когда $U < 0$, и частоты генерируемых волн равны $-kU$ (здесь U — баротропная приливная скорость и k — горизонтальное волновое число ВВ), волны с горизонтальным масштабом, меньшим размера поднятия дна и названные нестационарными запрепятственными ВВ, существуют, когда безразмерный параметр kU_0/σ много больше единицы. Здесь U_0 — амплитуды баротропной скорости, σ/k — горизонтальная фазовая скорость ВВ и σ — приливная частота. Эти волны, как и ВВ, рассмотренные в [4], могут распространяться только в одном направлении (вверх по потоку), захватываясь в районе генерации и усиливаясь вследствие суперпозиции с нестационарным запрепятственными волнами. Напротив, при $kU_0/\sigma << 1$ генерируются ВПВ. Они могут распространяться в обоих направлениях, а их частоты остаются почти неизменными и близкими к приливной частоте. Наконец, при $kU_0/\sigma \approx 1$ генерируются ВВ с частотами $-kU \pm \sigma$. Соответственно (в зависимости от направления распространения) они имеют различные фазовые скорости и называются смешанными приливными запрепятственными волнами.

Мы будем иметь дело исключительно с ВПВ, которые могут быть отделены от других ВВ гидростатическим приближением. Подчеркнем, что использование этого приближения предопределяет характер предсказанных волн. Они могут быть только низкомодовыми (крупномасштабными). Высокомодовые (короткомасштабные) ВВ или ВПВ не воспроизводятся никакой гидростатической моделью. Следует иметь в виду еще одно: когда крупномасштабные ВВ идентифицируются с низкомодовыми волнами, а короткомасштабные ВВ — с высокомодовыми волнами, необходимо помнить об условности модового описания ВВ вблизи критической широты, где приливная и инерционная частоты совпадают, и уравнения движения, лежащие в основе описания волн, становятся, строго говоря, неадекватными.

Целью статьи было воспроизвести стационарную циркуляцию и поверхностные и внутренние приливы в прол. Карские Ворота, используя трехмерную конечно-элементную гидростатическую

модель QUODDY-4. Вынуждающая сила (forcing) определяется либо стационарными отклонениями уровня на открытых границах исследуемой области, либо приливными колебаниями уровня на тех же границах, либо линейной комбинацией этих двух возмущений. Конечная цель работы — понять, каковы амплитуды ВПВ в прол. Карские Ворота и как они зависят от присутствия стационарного потока.

Отдельные элементы модели QUODDY-4 и модель в целом были подробно описаны в [7—12]. Поэтому во избежание повторений, мы ограничимся изложением лишь специфических особенностей модели применительно к исследуемому району.

В данном случае задача решается в два этапа. На первом этапе рассматривается однородное море, на втором — стратифицированное море, причем модельные области в нестратифицированном и стратифицированном морях считаются совпадающими и охватывающими весь пролив. На его открытых границах приливные колебания берутся из результатов моделирования, полученных в [13] в рамках двумерной арктической приливной модели, ассимилирующей всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая данные спутниковой альтиметрии. Для определения стационарных отклонений уровня на открытой границе исследуемой области использовался банк данных CNES-CLS09 средней глобальной топографии свободной поверхности [14]. В стратифицированном случае приливные колебания уровня на открытой границе дополняются радиационным граничным условием для всех канонических переменных, характеризующих решение с учетом того, что вычислительная фазовая скорость распространения сигнала достаточно велика. В результате принятое граничное условие сводится к условию равенства нулю нормальной производной от указанных переменных. Иными словами, косвенно предполагается, что ВПВ, ответственные за появление бароклинных возмущений скорости (они определяются как отклонения фактической скорости от средней по глубине (баротропной)), и вообще любые другие возмущения решения, если они генерируются внутри стратифицированной области, распространяются от очагов генерации к открытой границе. Вертикальный профиль частоты плавучести считается переменным в пространстве и во времени. Он определяется по климатическим данным, содержащимся в цифровом атласе Арктики [15], в начальный момент времени и рассчитывается по предсказываемым значениям температуры и солености морской воды в последующем.

Пролив Карские Ворота дискретизируется посредством неоднородной конечно-элементной сетки с разрешением, варьирующим от 0.5 км у берега до 2 км в открытой части пролива. В результате бароклинный радиус деформации Россби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), равный в прол. Карские Ворота 10.2 км, дискретизируется пятью конечными элементами. В вертикальной плоскости вводится отслеживающая топографию дна координата с 40 слоями переменной толщины и более подробным разрешением у дна. Временной шаг принимается равным 11.178 с, приливная частота — равной частоте гармоники M_2 приливного потенциала. Батиметрия задается по банку данных IBCAO (рис. 1). Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитываются по формуле Смагоринского [16]. Коэффициент сопротивления в придонном слое принимается равным 5×10^{-3}. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии оцениваются с использованием 2.5-уровенной схемы турбулентного замыкания [17].

В качестве начального состояния принимается условие покоя и отсутствия реликтовой турбулентности. Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного или квазипериодического режимов. Они считаются установившимися, когда относительные изменения во времени средних за приливный цикл плотностей баротропной и интегральной по глубине бароклинной энергии становятся равными 2 %. В зависимости от форсинга это условие выполняется по истечении разных промежутков времени. Для приливного форсинга время установления квазипериодического режима составляет 37 сут, для форсинга, обусловленного стационарными отклонениями уровня, — 25 сут и для их линейной комбинации — 33 сут. После того как квазипериодический режим установился, с помощью гармонического анализа находятся средние значения, а также амплитуды и фазы приливных колебаний уровня и всех прочих параметров ВПВ.

Результаты моделирования представлены на рис. 2—9. Из рис. 2 видно, что прол. Карские Ворота характеризуется общим понижением уровня, достигающим наибольших значений (−24 см) в прилегающей части Карского моря и у северного берега пролива, и наименьших значений (до −12 см)

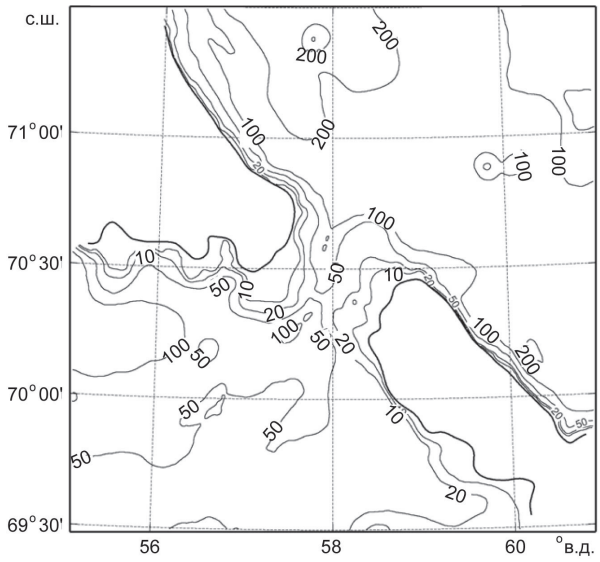

Рис. 1. Топография дна в прол. Карские Ворота по банку данных IBCAO.
Глубины даны в метрах.

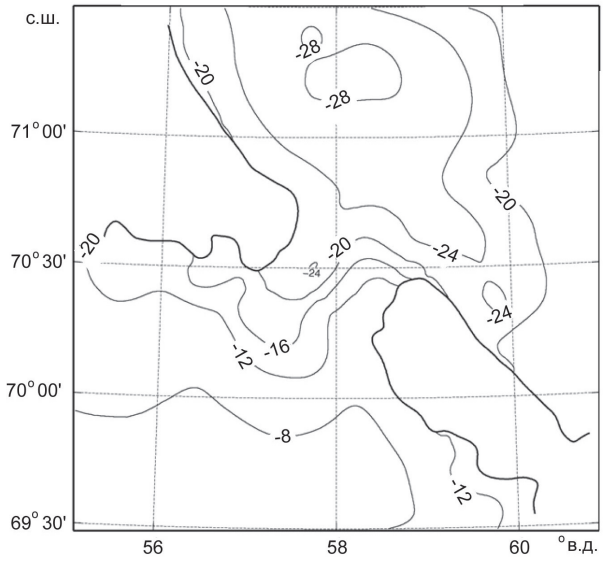

Рис. 2. Стационарные отклонения уровня в прол. Карские Ворота за счет перепада уровня на открытых границах исследуемой области, см.

в прилегающей части Баренцева моря и у южного берега пролива. Такое его распределение способствует развитию циклонической стационарной циркуляции в юго-западной части Карского моря и тенденции к образованию антициклонической циркуляции и усилению поверхностных течений в северной ее ветви в прилегающей части Баренцева моря (рис. 3, *а*). Результирующий стационарный поток массы из Баренцева моря в Карское на выходе из прол. Карские Ворота поворачивает на северо-восток и дает начало Ямальскому течению. Часть пролива, примыкающая к южному побережью о-вов Новая Земля, занята более слабым поверхностным течением Литке западного направления. В итоге стационарная поверхностная циркуляция в проливе вместе со стационарным потоком массы, ориентированным из Баренцева моря в Карское, имеет двухслойную (в горизонтальной плоскости) структуру. Интересно, что баротропные течения (рис. 3, *б*) в прол. Карские Ворота и его окрестностях имеют похожую структуру. Отсюда следует, что обратной циркуляции в глубинном слое здесь либо вообще нет, либо толщина слоя с обратной циркуляцией и скорости течения в нем малы. Такая структура средних течений и их направление из Баренцева моря в Карское согласуются с данными буйковых измерений [2]. О возможности существования слабого противотечения в придонном слое свидетельствуют данные измерений, полученные А. Д. Щербининым в 1997 г. с одного из буев [2].

Горизонтальному переносу баротропной энергии (рис. 4, *а*) свойственно его усиление в прилегающей части Карского моря и обратное его изменение в прилегающей части Баренцева моря, где он не превышает 2×10^4 Вт/м.

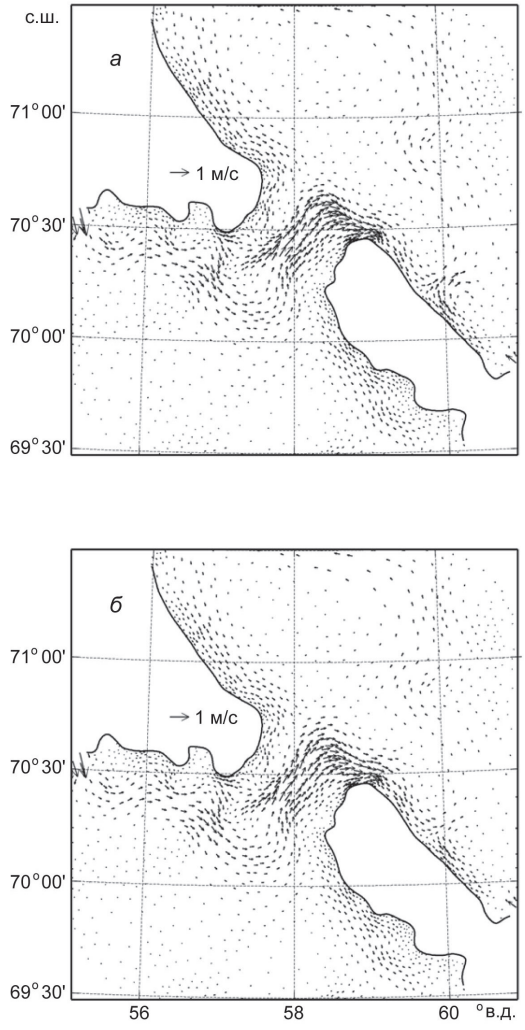

Рис. 3. Скорости поверхностного (*а*) и баротропного (*б*) постоянных течений при том же форсинге, что и на рис. 2.

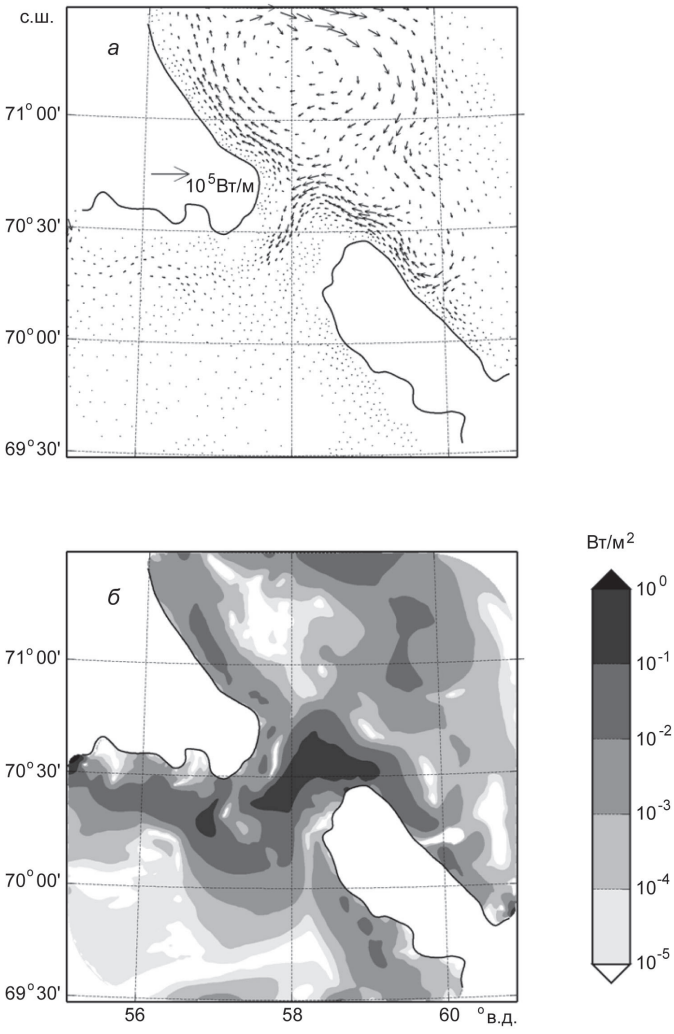

Рис. 4. Горизонтальный перенос (*а*) и диссипация (*б*) баротропной энергии при том же форсинге, что и на рис. 2.

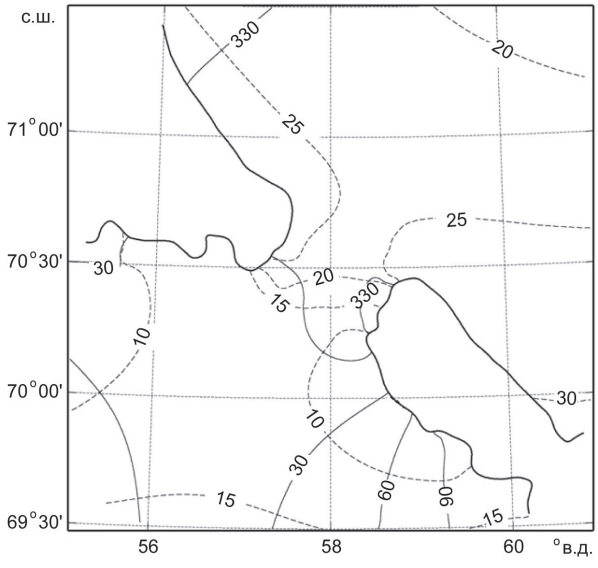

Рис. 5. Амплитуды (пунктир, см) и фазы (линии, градусы) приливных колебаний уровня при приливном форсинге.

Более разнообразным оказывается поле диссипации баротропной энергии (рис. 4, *б*) с максимальными значениями, приходящимися на прилегающую часть Карского моря и сам прол. Карские Ворота. Здесь диссипация баротропной энергии может достигать 1 Вт/м^2. В остальных районах исследуемой области она меньше и варьирует от 10^{-5} до 10^{-2} Вт/м^2.

При задании чисто приливного форсинга амплитуды приливных колебаний уровня имеют совершенно иную, чем вызванные стационарными перепадами уровня, структуру и близкие с ними порядки величины (рис. 5). Амплитуды поверхностного прилива максимальны у восточного побережья о-вов Новая Земля и плавно уменьшаются на северо-восток. В прилегающей части Баренцева моря они максимальны, хотя и меньше по величине, в самом проливе, и минимальны на западе и востоке. Характерной особенностью поля фаз приливных колебаний уровня является тенденция к образованию вырожденной амфидромии с центром на о. Вайгач. В остальной части Баренцева моря фазы изменяются от 0 до 30°, а в прилегающей части Карского моря — от 330 до 0°.

Из-за сужения в проливе максимальные скорости поверхностного приливного течения возрастают в самом проливе и в восточной части Баренцева моря (рис. 6, *а*). Здесь годографы скорости имеют явно выраженную эллиптическую форму с тенденцией к вырождению эллипсов в прямые линии в окрестности о. Вайгач. В остальной части Баренцева моря, как и в Карском море, максимальные скорости поверхностных приливных течений не достигают 10 см/с, а эллипсы преобразуются в прямые линии. Исключение представляет собой только северо-восточная окраина Карского моря, где максимальная скорость приливных течений вновь увеличивается до 20 см/с, и эллипсы скорости принимают привычную форму. Аналогичное пространственное распределение имеют и баротропные скорости (рис. 6, *б*). В самом проливе эллипсы баротропной скорости совпадают с измеренными на буях [2] и полученными по данным спутниковой альтиметрии [2, 18].

Вертикальное распределение амплитуд приливных колебаний изопикн, максимальных бароклинных скоростей, плотности средней за приливный цикл бароклинной приливной энергии и средней локальной скорости диссипации бароклинной приливной энергии изображены на рис. 7, *а*—*г*. Видно, что ВПВ в районе прол. Карские Ворота имеют захваченный характер, что их амплитуды в районе поднятия дна составляют 16 м, что максимальная приливная скорость в глубинном слое увеличивается ко дну и меняет свое направление на обратное, и что, наконец, средняя локальная скорость диссипации растет с уменьшением расстояния от дна. Примечательно и то, что максимальные амплитуды ВПВ детектируются там, где ВПВ распространяются навстречу стационарному потоку. Этот результат подтверждается данными наблюдений [2].

Средний за приливный цикл горизонтальный волновой перенос баротропной приливной энергии, определяемый как интегральное по глубине произведение баротропной скорости на отклонение давления от его статического значения, создает в юго-западной части Карского моря циклонический круговорот (рис. 8, *а*), южная ветвь которого инициирует горизонтальный волновой перенос баротропной приливной энергии. Этот перенос направлен из Карского моря в Баренцево, тем самым ставя под сомнение бытующее сейчас мнение (см., например, [19]) о направлении переноса из Баренцева моря в Карское, аналогичное тому, которое свойственно стационарному потоку массы

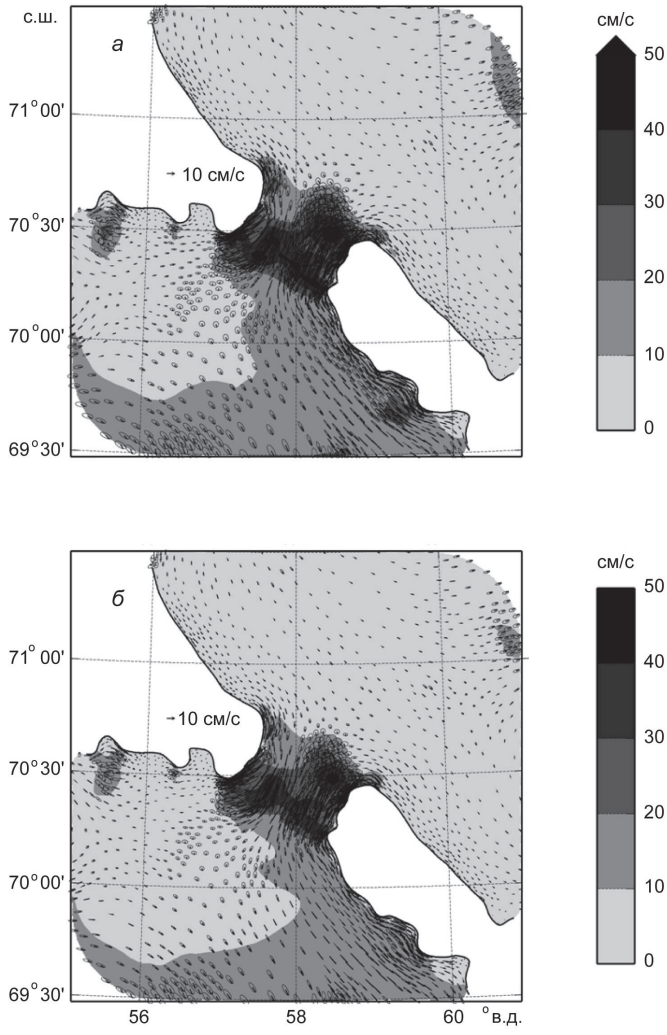

Рис. 6. Эллипсы скорости поверхностного (*а*) и баротропного (*б*) приливных течений при том же форсинге, что и на рис. 5.
Поверхностные и баротропные приливные течения отличаются так же, как и в стационарном потоке.

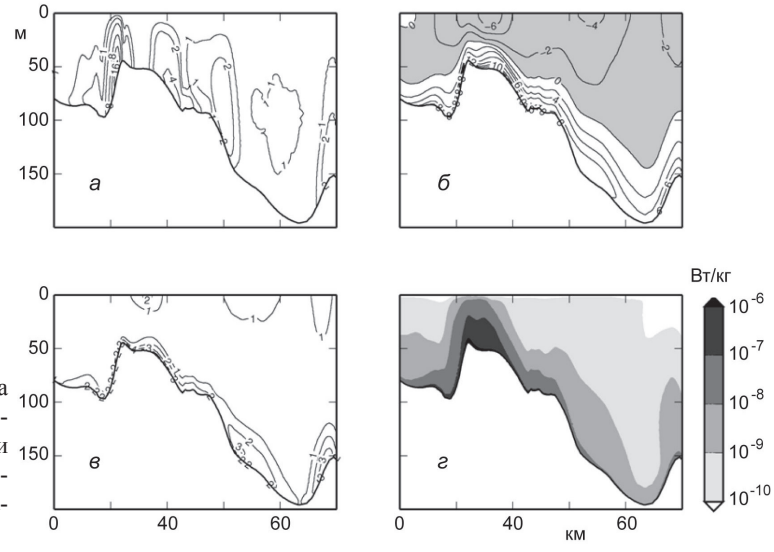

Рис. 7. Вертикальные распределения вдоль оси пролива амплитуд ВПВ, м (*а*), максимальных бароклинных скоростей, см/с (*б*), средних за приливный цикл значений плотности, Дж/м^3 (*в*) и скорости диссипации, Вт/кг (*г*) бароклинной приливной энергии при том же форсинге, что и на рис. 5.
Ось пролива ориентирована с юго-запада на северо-восток; подобласть с максимальными скоростями, направленными на юго-запад, затенена, подобласть с максимальными скоростями противоположного направления — нет.

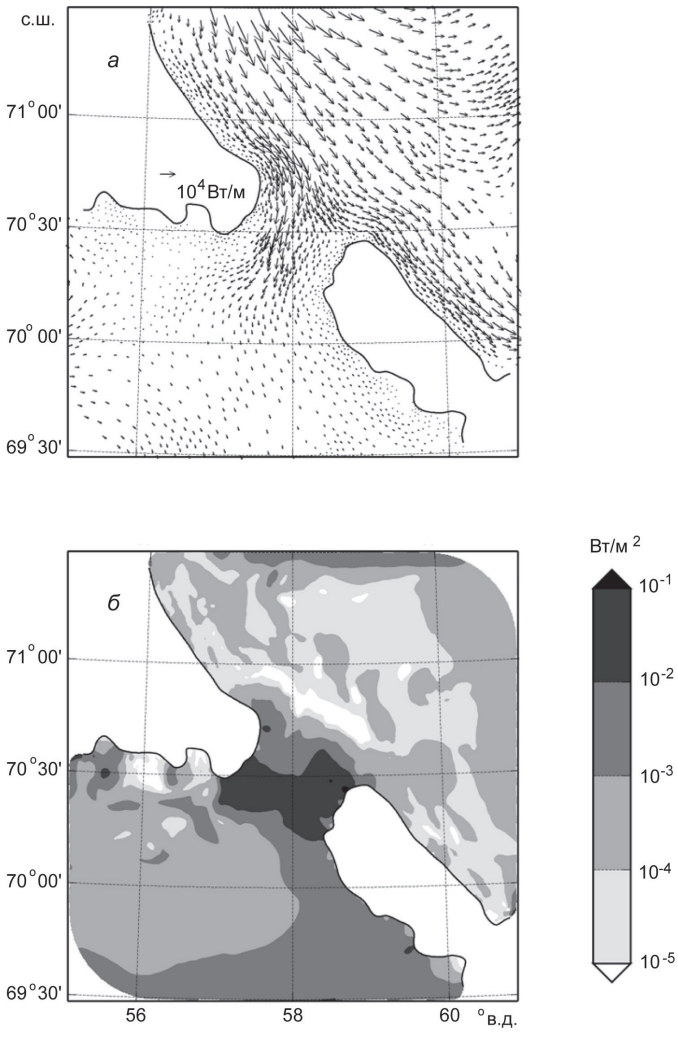

Рис. 8. Средние за приливный цикл значения горизонтального волнового переноса (*а*) и диссипации (*б*) баротропной приливной энергии при том же форсинге, что и на рис. 5.

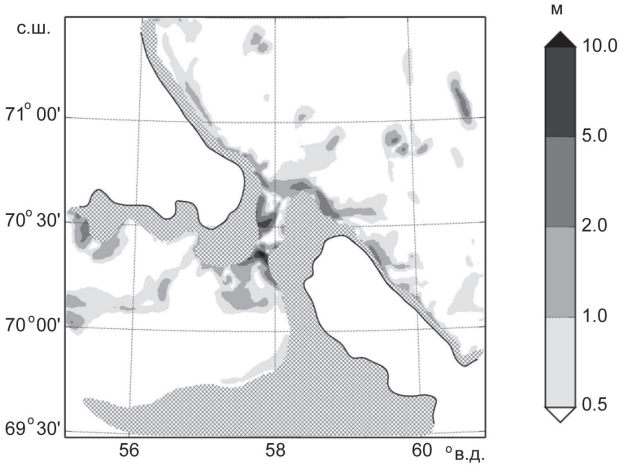

Рис. 9. Амплитуды ВПВ на глубине пикноклина в прол. Карские Ворота при комбинированном форсинге, м.

вследствие перепада уровня. Подобным образом ведет себя и средняя за приливный цикл диссипация баротропной приливной энергии (рис. 8, *б*). Она максимальна (до 10^{-1} Вт/м^2) в самом проливе и варьирует между 10^{-4} и 10^{-2} Вт/м^2 на юге и востоке прилегающей части Баренцева моря. В остальных районах исследуемой области она еще меньше (10^{-5}—10^{-3} Вт/м^2). Заметим, что средние значения интегральных по глубине горизонтального волнового переноса и диссипации бароклинной приливной энергии (не показаны) имеют одинаковые порядки величины с одноименными характеристиками бюджета баротропной приливной энергии (рис. 4, *а*, *б*).

Амплитуды ВПВ на глубине пикноклина (40 м), отвечающие комбинированному форсингу (стационарные отклонения плюс приливные колебания уровня), представлены на рис. 9. Легко видеть, что поле амплитуд имеет пятнистую структуру. Значения амплитуд ВПВ достигают 10 м в проливе по обе стороны от подводного хребта для средних (за сизигийно-квадратурный цикл) условий. Такие же амплитуды ВПВ были зарегистрированы при буксировке зонда в момент, когда приливы не были сизигийными [20]. Они встречаются также в отдельных пятнах в окрестности южного побережья о-вов Новая Земля, у восточного побережья о. Вайгач и в юго-западной части Карского моря. Таким образом, полученные амплитуды ВПВ в несколько раз меньше представленных в [1] для сизигийных условий. Расхождения между амплитудами ВПВ по приведенным в [1] и нашим результатам моделирования могут быть связаны с использованием разных астрономических условий в течение сизигийно-квадратурного цикла. Отметим также некоторое усиление ВПВ там, где они направлены навстречу набегающему стационарному потоку из Баренцева моря в Карское, — факт, подтверждаемый данными наблюдений [20].

В заключение перечислим основные итоги работы. Со всей определенностью они указывают на то, что при средних (за сизигийно-квадратурный цикл) условиях амплитуды ВПВ над поднятием дна в проливе составляют 10—16 м, причем максимальные амплитуды наблюдаются там, где ВПВ распространяются навстречу

стационарному потоку. Что касается стационарного потока, то он ориентирован из Баренцева моря в Карское, в направлении, обратном поверхностному течению Литке, обнаруживаемому у южной оконечности о-вов Новая Земля. Иначе обстоит дело при чисто приливном форсинге. Его задание влечет за собой образование вырожденной амфидромии с центром на о. Вайгач и изменение фаз поверхностного прилива в пределах от 0 до 30° и от 330 до 0° в прилегающих частях Баренцева и Карского морей соответственно.

References

1.*Morozov E. G., Pisarev S. V., Erofeeva S. Yu.* Internal waves in the Russian Arctic seas. In: Surface and internal waves in the Arctic Ocean / Eds. I. V. Lavrenov, E. G. Morozov. *Saint-Petersburg, Gidrometeoizdat,* 2002, 217—234 (in Russian).
2.*Morozov E. G., Parrilla-Barrera G., Velarde M. G., Scherbinin A. D.* The straits of Gibraltar and Kara Gates: a comparison of internal tides. *Oceanologica Acta.* 2003, 26, 231—241.
3.*Baines P. G.* On internal tide generation models. *Deep-Sea Res.* 1982, 29, 307—328.
4.*Hibiya T.* Generation mechanism of internal waves by tidal flow over a sill. *J. Geophys. Res.* 1986, 91, 7697—7708.
5.*Nakamura T., Awaji T.* The generation of large-amplitude unsteady lee waves by subinertial K1 tidal flow: a possible vertical mixing mechanism in the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.* 2000, 30, 7, 1601—1621.
6.*Nakamura T., Awaji T.* A growth mechanism for topographic internal waves generated by an oscillatory flow. *J. Phys. Oceanogr*. 2001, 31, 8, 2511—2524.
7.*Lynch D. R.* Three-dimensional diagnostic model for baroclinic, wind-driven and tidal circulation in shallow seas. FUNDY-4 User's Manual. *Darthmouth College, Hanover, New Hampshire,* Report Number NML-90-2, 1990. 23 p.
8.*Lynch D. R., Gray W. G.* A wave equation model for finite element tidal computations. *Computers and Fluids.* 1979, 7, 207—228.
9.*Lynch D. R., Werner F. E.* Three-dimensional hydrodynamics on finite elements. Part 1: Linearized harmonic model. *Int. J. Numer. Meth. in Fluids.* 1987, 7, 871—909.
10.*Lynch D. R., Werner F. E.* Three-dimensional hydrodynamics on finite elements. Part 2: Nonlinear time-stepping model. *Int. J. Numer. Meth. in Fluids.* 1991, 12, 507—533.
11.*Lynch D. R., Werner F. E., Greenberg D. A., Loder J. W.* Diagnostic model for baroclinic and wind-driven circulation in shallow seas. *Cont. Shelf Res.* 1992, 12, 37—64.
12.*Ip J.T.C., Lynch D. R.* QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. *Thayer School of Engineering, Darthmouth College, Hanover, New Hampshire,* Report Number NML-95-1, 1995.
13.*Padman L., Erofeeva S.* A barotropic reverse tidal model for the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 2004, 31, L02303, doi: 10.1029/2003GL019003.
14.*Rio M. H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *J. Geophys. Res.* 2011, 116, C07018, doi: 10.1029/2010JC006505.
15.Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean. Oceanography Atlas for the summer period / Ed. by E. Tanis, L. Timokhov. *Environmental Working Group, University of Colorado,* Media Digital. doi: 10.7265/N5H12ZX4.
16.*Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations. *Month. Wea. Rev.* 1963, 91, 99—164.
17.*Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. of Geophys. Space Phys.* 1982, 20, 851—875.
18.*Egbert G., Erofeeva S.* Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Atmos. Ocean Techol.* 2002, 19, 2, 183—204.
19.*Pavlov V. K., Pfirman S. L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution. *Deep-Sea Res.* II.1995, 42, 6, 1369—1390.
20.*Morozov E. G., Paka V. T., Bakhanov V. V.* Strong internal tides in the Kara Gates Strait. *Geophys. Res. Let.* 2008, 35, 16, L16603.

Статья поступила в редакцию 01.11.2014 г.