



СОДЕРЖАНИЕ

Статьи

<i>Каган Б.А., Тимофеев А.А.</i> Моделирование поверхностного и внутреннего K_1 (деклинационных) приливов в Белом море	4
<i>Владиминова Э.М., Иванов В.Г., Иванов Д.В., Литвин А.Д., Скопин Н.А.</i> Исследование течений в верхнем слое Черного моря в диапазоне мезомасштабов	19
<i>Тюгин Д.Ю., Куркина О.Е., Куркин А.А.</i> Программный комплекс для численного моделирования внутренних гравитационных волн в мировом океане	32
<i>Семёнов Е.В., Мортиков Е.В.</i> Методы обработки глубоководных термохалинных измерений	45
<i>Зимин А.В., Солощук П.В., Исаев А.В.</i> Особенности течений в восточной части Финского залива по результатам инструментальных измерений в июле 2010 года	58
<i>Диденкулова И., Вишка М., Куренной Д.</i> Изменчивость берегового профиля под совместным воздействием судовых и ветровых волн	66
<i>Сухоруков А.Л.</i> Применение метода статистических испытаний в задаче о подъеме груза с большой глубины в условиях нерегулярного волнения моря	79
Конференции	100
Хроника	102
Правила представления материалов в редакцию.....	103

CONTENTS

Articles

- Kagan B.A., Timofeev A.A.* Modelling of the K_1 Surface and Internal Tides in the White Sea 4

On the basis of the use of hydrodynamic equations to incompressible liquid, reduced to non-dimensional form within the framework of similarity law, probabilistic structure of the field is constructed and researched as the basis of the decision of the problem of the non-dimensional parameter estimation of the flow, created by moving outside source, as well as for estimation of the source proper parameters and parameters of the statistical field propagation channel. The analytical form of the likelihood ratio is found and algorithms of the unknown information parameter estimation as the object of the statistical inverse problem solving are formed..

Key words: surface & internal tides, K_1 harmonic, modelling, White Sea.

- Vladimirova E.M., Ivanov V.G., Ivanov D.V., Litvin A.D., Skopin N.A.* The Investigation of Mesoscale Flows within the Black Sea Upper Layer 19

The results of velocity and temperature nature investigations in the Black sea upper layer during August 2005 are presented. The information about dynamics and structure of these fields was obtained. The existence of internal waves and localized regions of equal temperature and velocity is shown. The energetic and geometric structure characteristics of different nature in a season thermocline region were estimated.

Key words: seasonal thermocline, mezzo-scale structure, internal waves, temperature fluctuations, eddies.

- Tyugin D., Kurkina O., Kurkin A.* Software Package for Modeling of Internal Gravity Waves in the World Ocean 32

In this paper software package for numerical modeling of transformation and propagation of internal gravity waves (IGW) in the World Ocean is presented. Short overview of implemented numerical models is given. They are: extended nonlinear evolutionary equation of Korteweg-de-Vries type with combined nonlinearity with variable coefficients (Gardner equation) and ray model reproducing the effect of refraction in an IGW package. The developed software package is unique and topical for this class of geophysical applications. Description of user interface and main working modes of the software are presented.

Key words: numerical modeling, data processing and visualization, wave refraction.

- Semenov E.V., Mortikov E.V.* Methods for Processing of Deep-Water Thermohaline Measurements 45

We describe a method for approximate reconstruction of main hydrophysic fields using deep-water thermohaline measurements. Methods for solving both non-stationary and stationary, known as “diagnostic” problems, are presented. Proposed approaches are based on full non-linear system of equations of geophysical thermo-hydrodynamics. A series of results of computations performed from the mid 80-s and up to nowadays are reported.

Key words: data assimilation, variational problems, ocean thermo-hydrodynamics.

Zimin A.V., Soloshchuk P.V., Isaev A.V. Features of Currents in the Eastern Part of the Gulf of Finland Based on the Results of Instrumental Measurements in July 2010 58

The paper presents the results of current velocity measurements which were carried out below the thermocline in the eastern part of the Gulf of Finland in the second half of July 2010. It was found that the structure of water circulation in the region is generally cyclonic in nature. Comparison of calculated geostrophic velocities with instrumental measurements showed a qualitative agreement only for the direction of currents. The measured modules of current velocity exceeded its values calculated by the dynamic method by two to eight times.

Key words: water circulation, instrumental measurements of current velocity, dynamic method for calculation of current velocity, the eastern part of the Gulf of Finland.

Didenkulova I., Viška M., Kurennoy D. Change of the Coast Profile under the Joint Effect of Ship and Wind Waves 66

Coast dynamics resulting from the interplay of long vessel wakes and short background wind waves is studied experimentally in tideless conditions of Gulf of Finland. An attempt of qualitative study of impact of each wave system on a coast is made. Special attention is paid to two parameters: the change of sillage volume and the change of the coast profile shape, which is defined as an exponent in the power approximation of the coast. The analysis of these parameters and their variability for ship and wind waves demonstrate peculiarities of the ship wave and wind wave effect on the coast.

Key words: beach profile change, statistical moments, probability distributions, wind waves, ship waves, the Baltic Sea.

Sukhorukov A.L. Application of Method of Statistic Testing in the Task of Load Lifting from Deep Depth in Conditions of Random Sea State 79

Nowadays, with account of depletion of hydrocarbon raw materials onshore there is a tendency to develop deep oil and gas fields. In course of development of the fields, significant amount of various lowering-and-hoisting operations are fulfilled. The task of determination of the forces in load lifting from deep depth in the conditions of random sea state is solved on the basis of statistic testing method (Monte Carlo method). Mathematical model took into account non-linearities caused by jerking and non-linearities of forces of the load hydrodynamic resistance. Comparison of the results with relevant solutions of linear tasks has been made.

Key words: load lifting, sea state, line, wave process, offshore operation, jerking.

УДК 551.466

© Б.А. Каган, А.А. Тимофеев, 2011

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН
timofeev@ioras.nw.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО И ВНУТРЕННЕГО K_1 (ДЕКЛИНАЦИОННЫХ) ПРИЛИВОВ В БЕЛОМ МОРЕ

Для воспроизведения поверхностного и внутреннего K_1 -приливов в Белом море используется трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. Решение показывает, что поверхностный прилив в Белом море формируется в результате суперпозиции двух встречных волн Кельвина, а внутренний прилив, или внутренние приливные волны (ВПВ), имеет характер захваченных волн, локализованных вблизи крупномасштабных неровностей дна. Выявлены два очага генерации ВПВ. Один из них находится у выхода из Горла, другой – к северу от входа в Онежский залив. Приводятся модельные оценки средней скорости диссипации баротропной и бароклинной приливной энергии. Для Белого моря в целом первая из них контролируется горизонтальным переносом баротропной приливной энергии из Баренцева моря, вторая – взаимными преобразованиями баротропной и бароклинной приливной энергии. Скорость диссипации бароклинной приливной энергии для гармоники K_1 примерно на два порядка меньше скорости диссипации баротропной приливной энергии для той же гармоники, а она на два порядка величины меньше скорости диссипации баротропной приливной энергии для гармоники M_2 .

Ключевые слова: поверхностный и внутренний приливы, K_1 -гармоника, моделирование, Белое море.

Имеются, по меньшей мере, четыре мотивации моделирования поверхностного и внутреннего K_1 -приливов в Белом море. Во-первых, эти приливы интересны уже сами по себе; во-вторых, их знание позволяет судить о других приливах из суточной полосы спектра; в-третьих, суточные приливы, к которым относятся K_1 -приливы, важны для понимания роли положения моря и критической широты (на ней приливная и инерционная частоты совпадают) относительно друг друга. Так, если для полусуточных приливов Белое море лежит южнее критической широты, то для суточных приливов – севернее ее, тем самым определяя характер индуцируемых в море приливов и, в частности, ВПВ. Наконец, поскольку эмпирических данных о суточных (в отличие от полусуточных) ВПВ в Белом море в настоящее время мало [1] и неизвестно, когда они появятся, было бы непростительно не воспользоваться предоставленной возможностью и не восполнить их недостаток посредством моделирования. Сказанного достаточно, чтобы оправдать любые усилия по воспроизведению поверхностного и внутреннего K_1 -приливов в Белом море. Именно такова была цель нашей работы.

Современное состояние проблемы исследований (в том числе моделирования) поверхностных приливов подробно изложено в работе [2], внутренних приливов (внутренних приливных волн) – в [3–5]. Внутренние приливы моделировались в основном в рамках двумерных (в вертикальной плоскости) приливных моделей. Тем самым неявно предполагалось, что внутренние приливы имеют характер волновых движений, пространственная изменчивость которых в поперечном направлении много больше, нежели в продольном. Это предположение безусловно верно, что, однако, не исключает необходимости

моделирования внутренних приливов как трехмерных волновых движений, каковыми они и являются в действительности. К тому же имеются указания [6–10] на то, что оценки горизонтального волнового потока бароклинной приливной энергии существенно разнятся в зависимости от того, используется ли двухмерная или трехмерная модель.

Средством для достижения поставленной цели была трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. Ее подробную документацию и описание принятого метода реализации можно найти в [11, 12]. В последней из указанных работ акцент был сделан на динамике и энергетике полусуточных M_2 -приливов в Белом море. Здесь обсуждается ряд аспектов динамики и энергетике суточных K_1 -приливов, так что настоящую работу можно считать своего рода продолжением исследований, начатых в [12]. Во избежание повторений мы ограничимся лишь перечислением источников, в которых можно найти подробное изложение модели, указанием ее специфических особенностей, отличающих эту модель от имеющихся, и перечислением параметров модели в применении к условиям Белого моря.

Основу модели составляют: так называемое обобщенное волновое уравнение для возмущений уровня; непреобразованные (примитивные) трехмерные уравнения движения для горизонтальной скорости, записанные в гидростатическом и буссинесковом приближениях; трехмерные эволюционные уравнения для температуры, солёности и характеристик турбулентности, фигурирующих в качестве зависимых переменных в $2\frac{1}{2}$ -уровневой схеме турбулентного замыкания; уравнения неразрывности и состояния морской воды.

Использование обобщенного волнового уравнения для возмущений уровня является первой отличительной особенностью модели. В ней горизонтальная скорость традиционно принимается состоящей из баротропной и бароклинной составляющих, определяемых соответственно как средняя по глубине и отклонение от этой средней. Принимается также, что если исследуемая область включает однородную и стратифицированную подобласти, как в нашем случае, то на участке открытой границы стратифицированной подобласти, где происходит вытекание, нормальные производные от бароклинной составляющей скорости, температуры, солёности, кинетической энергии турбулентности и масштаба турбулентности равны нулю.

На участке втока прогностические значения зависимых переменных находятся так же, как и внутри стратифицированной подобласти, из решения одномерных (по вертикали) неоднородных обыкновенных дифференциальных уравнений. Последние следуют из исходных эволюционных уравнений при перенесении всех членов, характеризующих нелинейную адвекцию и горизонтальную турбулентную вязкость/диффузию, в правую часть и при отнесении их к предыдущему шагу по времени. Такова вторая отличительная особенность используемой модели.

Наконец, третья особенность заключается в двухэтапном способе решения поставленной задачи. На первом этапе задача решается в предположении, что море однородно всюду, а приливные колебания уровня на его открытой границе задаются линейной интерполяцией наблюдаемых значений уровня на станциях мыс Канин Нос и губа Восточная Лица, расположенных по обе стороны от входа в Белое море. Используемый в настоящей работе способ задания приливных колебаний уровня на открытой границе моря – традиционный, ничем не отличающийся от принятых в других работах. Вообще говоря, задание приливных колебаний уровня на открытой границе моря приводит к отражению приливных возмущений, порождаемых внутри исследуемой области. Однако степень этого отражения заранее не известна. О ней можно судить только по результатам сравнения предсказываемых и наблюдаемых значений приливных колебаний уровня. На втором этапе учитывается, что, за исключением сравнительно глубоководных Бассейна и Кандалакшского, и Двинского заливов Белого моря, все остальные районы моря (Во-

ронка, Горло, Мезенский и Онежский заливы) мелководны и потому хорошо перемешаны в течение всего безледного периода. Соответственно на втором этапе задача решается только в глубоководной стратифицированной подобласти, причем в этом случае необходимые граничные значения приливных колебаний уровня находятся из решения задачи на первом этапе.

Поверхность моря принимается свободной от льда. При обосновании возможности игнорирования эффектов морского льда на динамику приливов обычно ссылаются на результаты моделирования приливов с учетом и без учета ледяного покрова [13, 14], свидетельствующие о том, что влиянием льда можно пренебречь, по крайней мере, в первом приближении. Следует иметь в виду, однако, что приведенное заключение было получено применительно к Северному Ледовитому океану. В сравнительно мелководных внутренних морях, каковым является Белое море, это заключение может не выполняться. И действительно, судя по данным наблюдений в этом море [1], фазы приливных колебаний уровня, однозначно связанные со временем распространения приливной волны, зимой больше, чем летом, на 35 мин от ст. Сосновец до ст. Мудьюг и примерно на 60 мин от ст. Кемь-Порт до устья р. Онеги. Напротив, в Горле и Бассейне Белого моря запаздывания приливной волны не происходит. Здесь повсеместно распространено зимнее уменьшение высот полных вод относительно летних. При этом наибольшее уменьшение наблюдается в Онежском и Двинском заливах (до 47 см в первом из них и до 34 см во втором). Ясно, что приведенное выше заключение в Белом море нарушается и модельные оценки, о которых пойдет речь ниже, правильнее было бы отнести к летнему сезону.

Частота плавучести рассчитывается по температуре и солености морской воды, полученным в начале июня 1995 г. научным предприятием «Север» (Москва) с участием Архангельского тралового флота. В настоящей работе вертикальное распределение плотности считается совпадающим со средним по площади стратифицированной подобласти. Нелинейные эффекты способствуют генерации неперриодических бароклинных течений (остаточная приливная циркуляция). Последние формируют результирующие приливные течения, но здесь не рассматриваются как выходящие за рамки данного исследования. Коэффициент сопротивления в придонном слое принимается равным 0.005, коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии – одинаковыми, определяемыми формулой Смагоринского [15]. Поле глубин заимствуется из архива ЕТОРО-5. Результирующее поле глубин (рис. 1) не сглаживается. Эффектами осушки и затопления дна пренебрегается, а минимальные глубины в вершинах Мезенского и Онежского заливов фиксируются на отметке 3 м.

Дискретизация базисных и пробных функций производится с помощью простых призматических конечных элементов. Горизонтальное разрешение считается варьирующим от < 1 км у берегов и в мелководных районах до 5.5 км в глубоководных частях моря. По вертикали море делится на 20 слоев разной толщины. Шаг по времени задается равным 2.7 с. Остальные параметры модели принимаются такими же, как в оригинальной модели.

Исходное уравнение для возмущений уровня интегрируется по времени с использованием полунейвной схемы, исходные уравнения для других зависимых переменных – неявной двухшаговой. Принятая процедура решения эволюционных уравнений как одномерных неоднородных обыкновенных дифференциальных уравнений предопределяет (во избежание появления вычислительной неустойчивости) выбор достаточно малого шага по времени. Его значение выбирается таким (см. выше), чтобы число временных шагов было целым в приливном цикле.

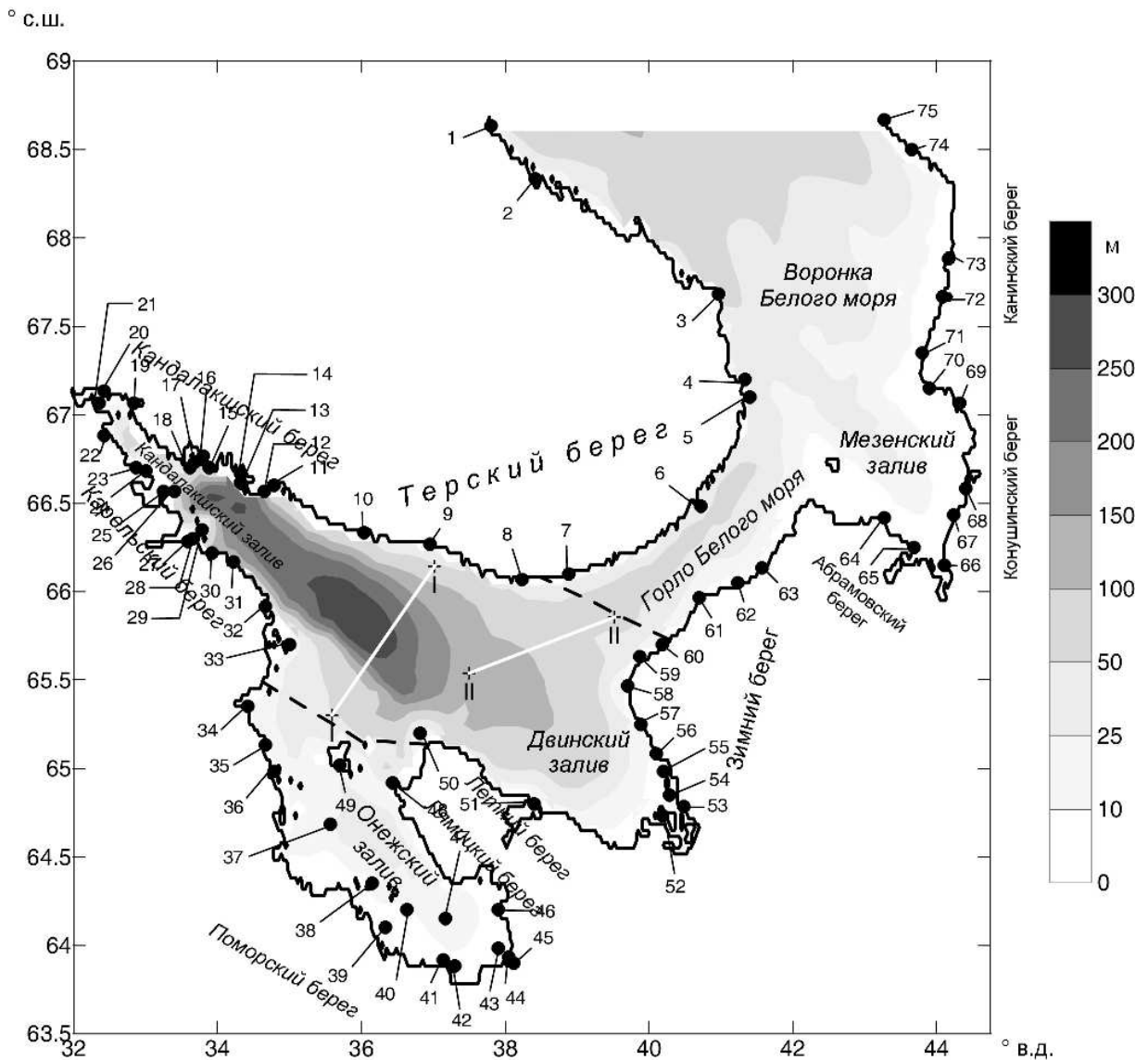


Рис. 1. Топография дна в Белом море.

----- 1 — 2 • 3

1 – открытая граница глубоководной стратифицированной подобласти; 2 – разрезы, проходящие через очаги генерации ВПВ; 3 – станции регистрации уровня, данные наблюдений в которых используются для сравнения с данными предсказываемыми моделью; цифры – номера станций.

Модельные уравнения интегрируются до установления квазипериодического режима, когда относительные изменения средних (за приливный цикл) плотностей баротропной и бароклинной приливной энергии становятся меньшими 5%. На первом этапе это условие выполняется через 12 приливных циклов, на втором – еще приблизительно через 30 приливных циклов после установления решения на первом этапе. Установившееся квазипериодическое решение для приливных колебаний уровня и скорости приливного течения в однородной и стратифицированной подобластях подвергается гармоническому анализу, в результате чего определяются амплитуды и фазы приливных колебаний уровня и параметры эллипсов приливного течения.

Согласно существующим представлениям [1], поверхностный K_1 -прилив в Белом море формируется в результате суперпозиции двух встречных волн Кельвина – приходящей из Баренцева моря и отраженной. Их взаимодействие приводит к образованию в Горле Белого моря амфидромии с левым (против часовой стрелки) вращением изофаз

(рис. 2). По результатам наблюдений, полученным линейной интерполяцией данных береговых и островных измерений уровня, центр амфидромии находится в Горле на очень небольшом расстоянии от Зимнего берега; по данным моделирования — на оси Горла. Следует иметь в виду, что местоположение центра амфидромии весьма чувствительно к выбору исходной информации о приливных колебаниях уровня и способа их интерполяции. Иллюстрацией сказанного может служить рис. 3, на котором изображена приливная карта волны K_1 , полученная при учете эффектов нелинейного взаимодействия приливных гармоник M_2 , S_2 , K_1 и O_1 . Как видно, сравнительно небольшие изменения поля приливных колебаний уровня, обусловленные этими эффектами, вызывают заметное смещение центра амфидромии: она становится вырожденной, а ее центр располагается на Зимнем берегу.

Далее, по данным наблюдений, наибольшие амплитуды поверхностного прилива отмечаются у входа в Белое море, где они равны около 22 см. На остальной акватории моря амплитуды поверхностного прилива уменьшаются до 7–8 см и затем вновь возрастают в вершинах заливов. По результатам моделирования, приливные амплитуды у входа в Белое море варьируют в пределах 18–20 и уменьшаются до 4–6 см в Бассейне и Кандалакшском, Двинском, Онежском заливах (рис. 3).

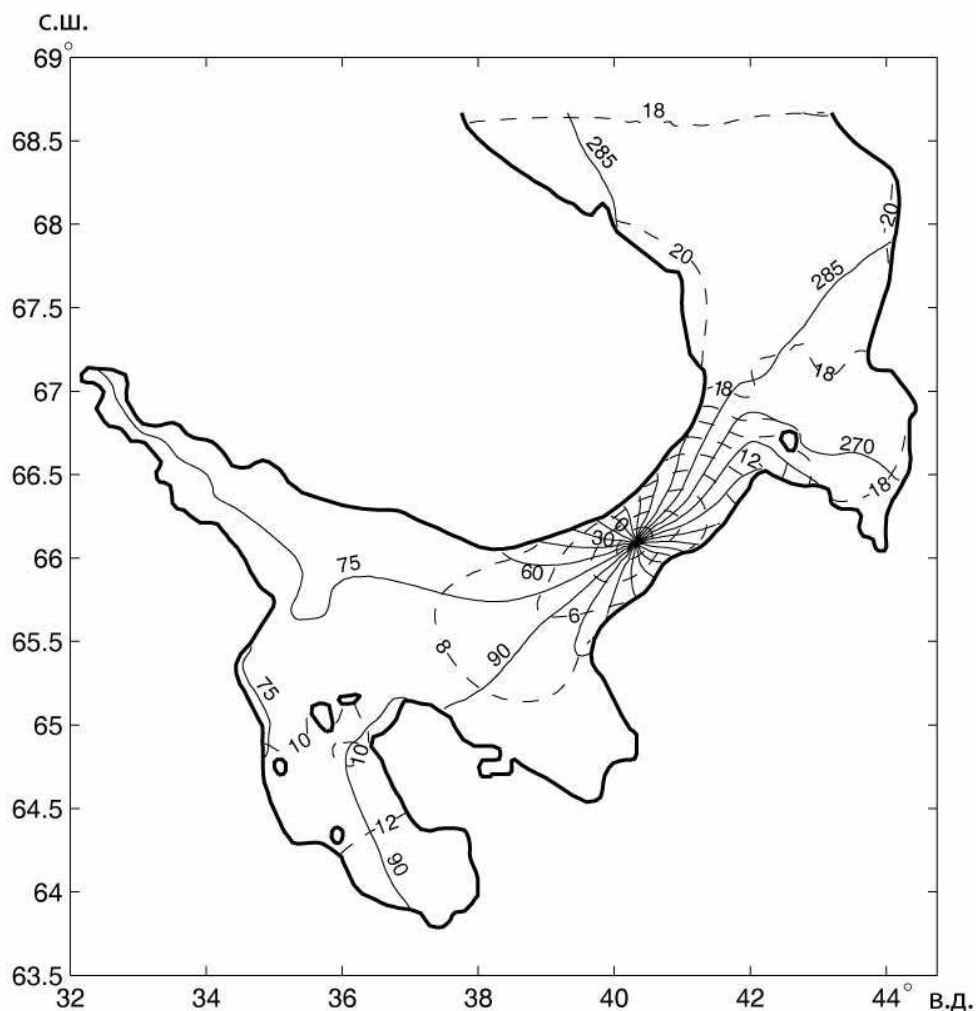


Рис. 2. Изоамплитуды (в см, штрихи) и изофазы (в градусах, сплошные линии) приливной волны K_1 в Белом море.

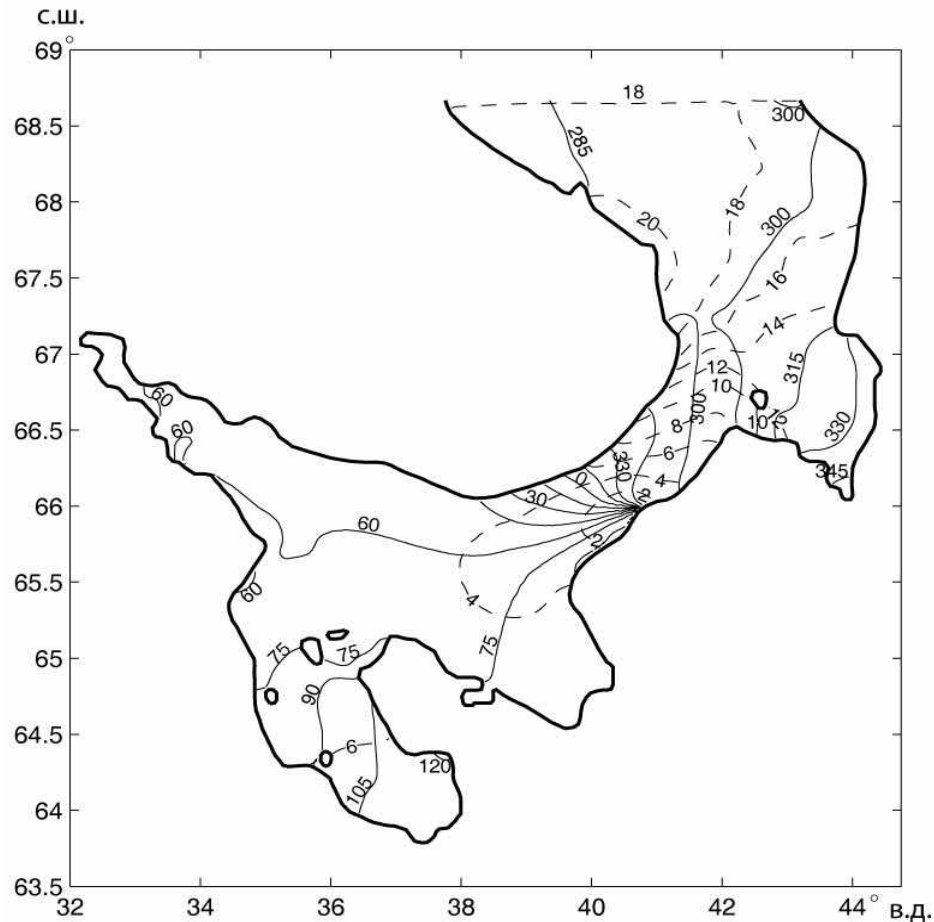


Рис. 3. Изоамплитуды и изофазы приливной волны в Белом море с учетом эффектов нелинейного взаимодействия между приливными гармониками M_2 , S_2 , K_1 и O_1 .

Однако сравнение разрозненных модельных и наблюдаемых значений амплитуд прилива (например, тех, что были представлены выше) – не лучшее основание для того, чтобы уверенно судить об адекватности модели. Было бы точнее использовать такие меры оценивания погрешностей модели, как средние квадратические абсолютная и относительная векторные ошибки вычисления приливных колебаний уровня. В нашем случае они составляют соответственно 3.8 см и 58.8 %, т.е. средняя квадратическая абсолютная векторная ошибка вычислений получается немногим больше точности стандартных мареографных измерений уровня, что можно признать удовлетворительным.

Кроме того, по данным наблюдений, на границе между горлом и бассейном обнаруживается остающееся пока необъясненным усиление приливного течения при одновременном уменьшении амплитуд прилива, причем наибольшие значения максимальной скорости (большая полуось эллипса скорости) приливного течения выявляются в воронке, горле и Мезенском заливе, особенно в горле вблизи Терского берега. На выходе из горла наблюдается уменьшение максимальной скорости, а в Соловецких Салмах и Онежском заливе – ее увеличение. Эти особенности пространственной структуры скорости приливного течения качественно согласуются с результатами моделирования (рис. 4). Не противоречит им и вращательный характер приливных течений в открытом море, и реверсивный характер (эллипс скорости стягивается в прямую) вблизи берегов и в Горле. Аналогичное заключение можно сделать и в отношении ослабления приливного течения у Летнего берега и в Кандалакшском заливе, а также его усиления вблизи северной границы Горла, где максимальные значения скорости составляют 13 см/с, по дан-

ным наблюдений, и 14 см/с – по результатам моделирования. Расхождения между ними, как видно, невелики. Перечисленные выше модельные значения скорости характеризуют ее баротропную составляющую.

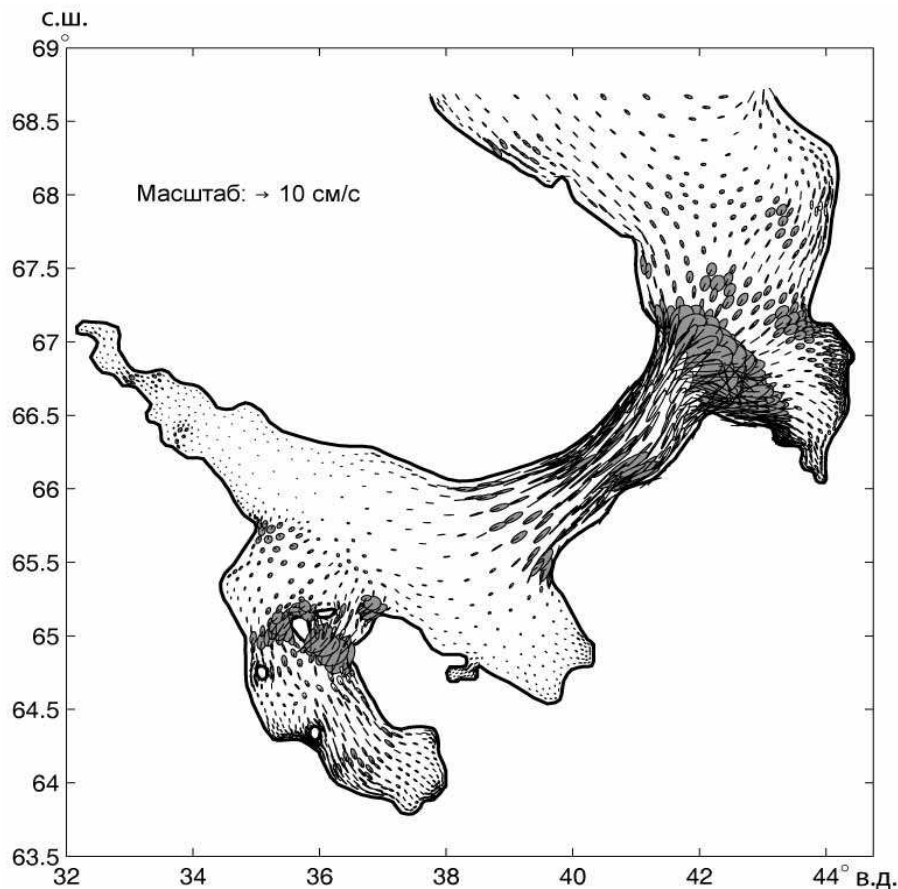


Рис. 4. Эллипсы баротропного приливного течения (волна K_1) в Белом море.

Эллипсы приводятся в каждой второй узловой точке; штриховкой показаны эллипсы с вращением вектора скорости по часовой стрелке.

Обсудим теперь модельное поле бароклинной составляющей.

Предварительно вспомним (см., напр., [3]), что наличие вертикальной стратификации при неровном дне является причиной генерации ВПВ. Их генерация будет тем сильнее, чем лучше выполняется условие ортогональности между средним (за приливный цикл) горизонтальным переносом баротропной приливной энергии, приходящимся на единицу длины, и изобатами. Ясно, что максимальная генерация ВПВ (иначе – очаг генерации ВПВ) будет находиться там, где при прочих равных условиях средний горизонтальный перенос баротропной приливной энергии ортогонален изобатам. Это свойство может быть использовано в качестве индикатора очагов генерации ВПВ. Такой индикатор, однако, применим, согласно линейной теории ВПВ, тогда, когда приливная частота больше инерционной, т.е. в случае, который для суточных ВПВ в Белом море не выполняется. Каких-либо доказательств пригодности или непригодности этого индикатора в противном случае нет. Между тем интуитивно кажется, что, поскольку взаимодействие баротропного приливного потока с топографией дна и, значит, генерация ВПВ происходят всегда, то само существование того или иного очага генерации ВПВ не должно зависеть от соотношения между приливной и инерционной частотами. От него будет зависеть характер генерируемых ВПВ: если приливная частота больше инерционной, ВПВ

являются свободными, в противном случае (для субынерционных частот) – захваченными. По-видимому, впервые это обстоятельство было замечено в [16]. Важно понять, не является ли очаг генерации ВПВ артефактом; другими словами – не определяются ли его существование и местоположение выбором того или иного индикатора. Таковым помимо условия ортогональности между горизонтальным переносом баротропной приливной энергии и изобатами может быть, например, условие существования максимума средней (за приливный цикл) интегральной (по глубине) бароклинной приливной энергии — необходимое условие существования очага генерации ВПВ.

Если воспользоваться первым индикатором ортогональности, а также представленными на рис. 5 модельным полем горизонтального переноса баротропной приливной энергии и топографии дна, то можно убедиться в том, что в Белом море возможны два очага генерации ВПВ. Один из них находится у выхода из горла, другой – к северу от входа в Онежский залив. Рис. 5 может быть полезен также для выявления особенностей пространственной структуры горизонтального переноса баротропной приливной энергии. Из него видно, что этот перенос ориентирован в основном из Баренцева моря в Белое. При этом наибольшие значения переноса приурочены к воронке и горлу (особенно, судя по данным вычислений, к окрестности Терского берега в горле). В остальных частях Белого моря горизонтальный перенос баротропной приливной энергии мал.

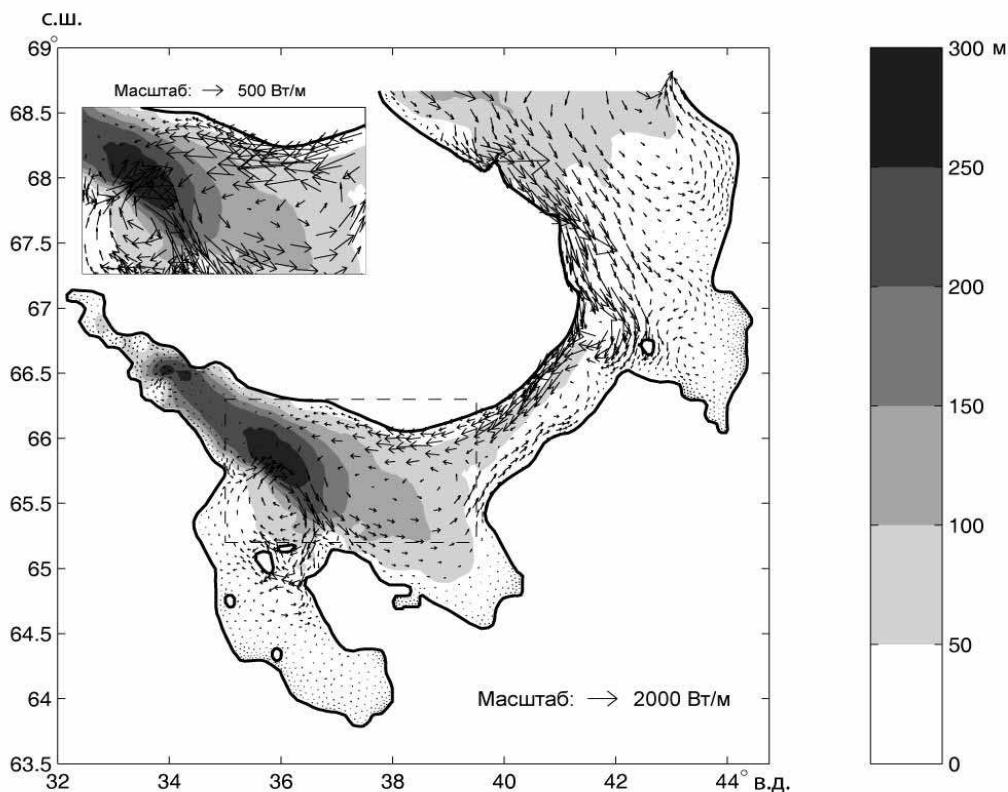


Рис. 5. Средний (за приливный цикл) горизонтальный перенос, приходящийся на единицу длины, баротропной приливной энергии (в Вт/м) для волны K_1 в Белом море.

Перенос дан в каждой второй узловой точке, на врезке – перенос баротропной приливной энергии в окрестности обоих очагов генерации ВПВ; топография дна (в м) дана намывкой с различной тональностью.

Выясним теперь, не связаны ли обнаруженные очаги генерации ВПВ с выбором их индикатора. С этой целью воспользуемся другим упоминавшимся выше индикатором – максимумом средней интегральной плотности бароклинной приливной энергии. Срав-

нивая результаты на рис. 5 с расчетными (не показаны), видим, что те же очаги генерации ВПВ и примерно там же обнаруживаются и в этом случае. Мало того, выясняется, что значительное увеличение плотности бароклиной приливной энергии – ее максимальное значение, по крайней мере, на порядок меньше плотности баротропной приливной энергии (рис. 6) – происходит как во всей толще моря, так и на отдельных горизонтах, например – на глубине максимума частоты плавучести. Так, если в очагах генерации ВПВ (мощности обоих примерно одинаковы) интегральная плотность бароклиной приливной энергии составляет 10 Дж/м^2 , то на остальной акватории стратифицированной подобласти она значительно меньше этого значения.

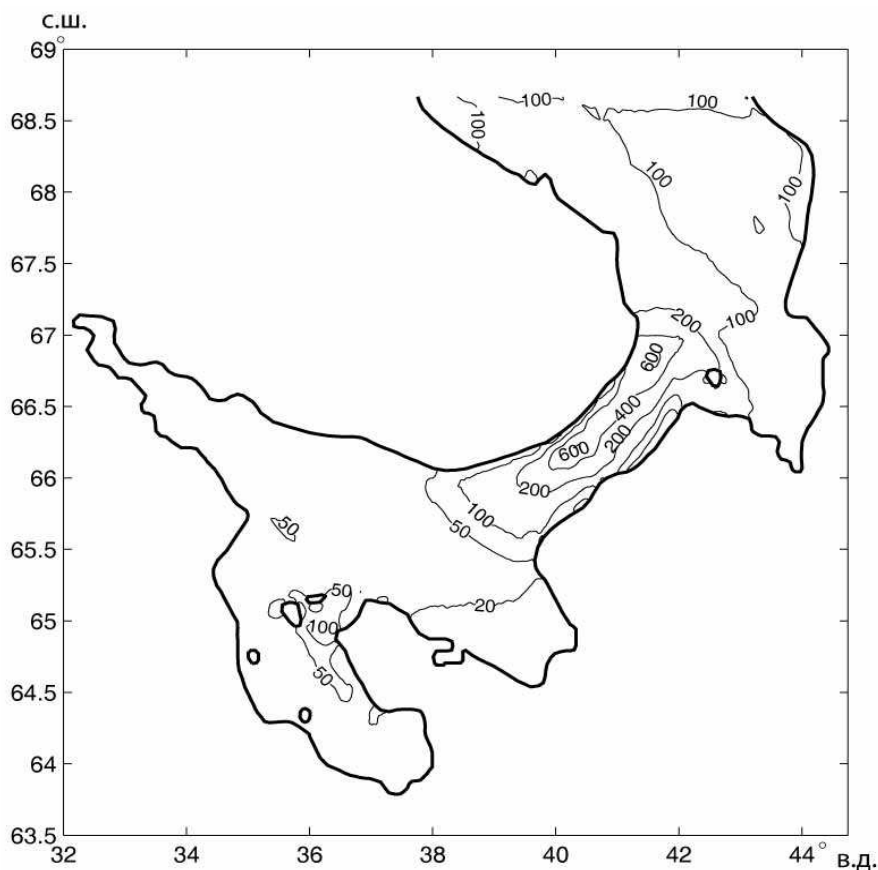


Рис. 6. Средняя (за приливный цикл) плотность баротропной приливной энергии (в Дж/м^2) в Белом море. Волна K_1 .

Отметим также еще одну любопытную деталь: наличие заметных, хотя и меньших по величине (до 8 Дж/м^2), нежели в очагах генерации ВПВ, вторичных максимумов интегральной плотности бароклиной приливной энергии в нейтрально стратифицированных воронке, горле и Соловецких Салмах. Указанное обстоятельство имеет своей причиной эффекты вертикального турбулентного перемешивания.

Обсудим теперь пространственные распределения амплитуд вертикальных смещений изопикн вдоль разрезов, проходящих через очаги генерации ВПВ, и составляющей бароклиной скорости вдоль разрезов (рис. 7, 8). Как и следовало ожидать, наибольшие значения вертикальных смещений изопикн, являющихся следствием вынужденных колебаний, и бароклиной скорости локализуются у крупномасштабных неровностей дна, т.е. там, где они должны наблюдаться в захваченных волнах. При этом амплитуды вертикальных смещений изопикн и составляющие бароклиной скорости вдоль того или иного разреза в обоих очагах генерации ВПВ примерно одинаковы и варьируют от нуля

до нескольких (не более 4) метров или сантиметров в секунду соответственно. Вне очагов генерации ВПВ они близки к нулю. Кстати, упоминавшееся выше усиление скорости приливного течения при одновременном уменьшении приливных колебаний уровня может быть связано с проявлением бароклинности, обусловливаемым эффектами вертикальной стратификации.

Примечательной особенностью поля бароклинной скорости является ее одномодовая (соответствующая первой бароклинной моде) вертикальная структура с конечными и противоположными по знаку скоростями в поверхностном и глубинном слоях моря и близкими к нулю скоростями на промежуточных горизонтах. В работе [12] было показано, что для приливной гармоники M_2 используемая конечно-элементная сетка не в состоянии воспроизвести никакие другие бароклинные моды, кроме первой. Причины — относительно грубое пространственное разрешение сетки и сравнительно небольшие длины волн, характерные для высоких бароклиновых мод. Аналогичное объяснение остается в силе и для приливной гармоники K_1 , с той лишь разницей, что теперь следует говорить не о той или иной бароклинной моде и соответствующей ей длине волны, а о захваченных ВПВ и горизонтальном масштабе их захвата, определяемом как отношение среднего (за приливный цикл) интегрального переноса бароклинной приливной энергии к средней интегральной по глубине скорости ее диссипации. В нашем случае масштаб захвата в обоих очагах генерации ВПВ составляет несколько километров. Понятно, что принятая дискретизация может быть использована для описания явления подобного горизонтального масштаба лишь в первом приближении. Поэтому вопрос о том, является ли одномодовая вертикальная структура артефактом или отражает реальность, остается открытым. Имеются, однако, свидетельства [9], что вторая из этих альтернатив более правдоподобна.

Известен еще один индикатор очагов генерации ВПВ. Мы имеем в виду логарифм от плотности потенциальной бароклинной приливной энергии. При его использовании в качестве индикатора областей повышенной интенсивности диапикнического перемешивания и тесно связанной с нею скорости диссипации бароклинной приливной энергии неявно предполагается, что местоположения областей генерации и диссипации ВПВ совпадают (оба процесса происходят локально). Считается также, что диссипация бароклинной приливной энергии имеет своей причиной обрушение мелкомасштабных бароклиновых ВПВ. Между тем существуют и другие механизмы диссипации (например, параметрическая субгармоническая неустойчивость в океане субтропических широт, сопровождающаяся уменьшением плотности энергии низших бароклиновых мод [17]). Согласно данным микроструктурных измерений, приведенным в [18], такая неустойчивость действительно встречается в субтропической зоне Тихого океана. Если ее влияние сказывается на усилении скорости диссипации, то самый простой способ оценки этого усиления, или интенсивности диапикнического перемешивания, сводится к использованию корреляционной зависимости между скоростью диссипации бароклинной приливной энергии / интенсивностью диапикнического перемешивания и плотностью потенциальной бароклинной приливной энергии, как это было сделано в [18]. Однако установление такой зависимости представляет собой непростую задачу как в экспериментальном, так и вычислительном отношении. Если все же искомая зависимость установлена, то при условии, что потенциальная и кинетическая составляющие полной бароклинной приливной энергии в ВПВ пропорциональны друг другу, потенциальная составляющая будет равна полной приливной энергии с точностью до числового множителя. Это означает, что все выводы, полученные ранее для полной приливной энергии, будут оставаться в силе и для ее потенциальной составляющей, так что надобность в использовании последней для определения аргумента, фигурирующего в выражении для этого (еще одного) индикатора, отпадает.

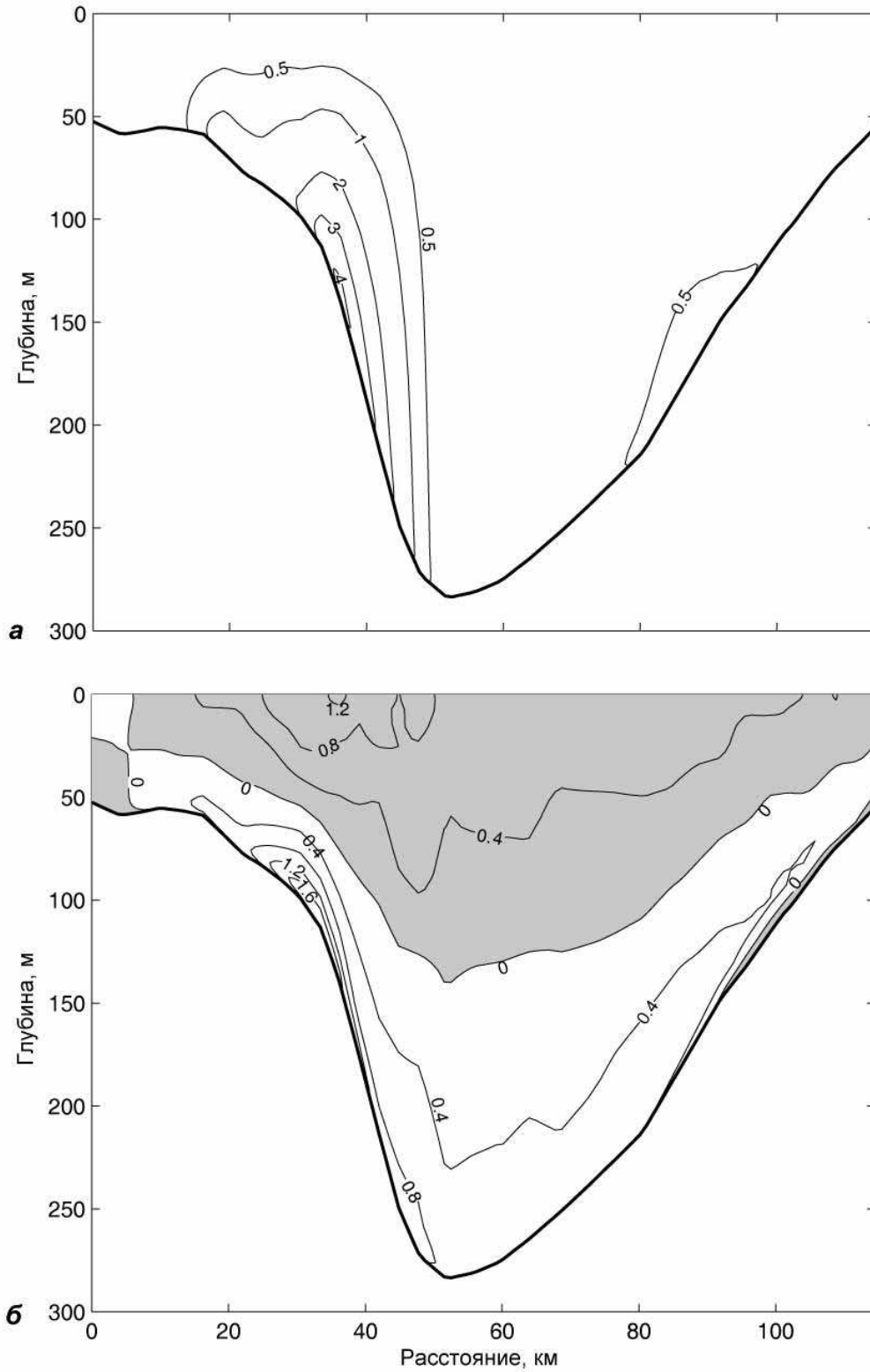


Рис. 7. Распределение вдоль разреза I-I (в м) амплитуд вертикальных смещений изопокн (а) и величин составляющей бароклинной скорости вдоль разреза (в см/с) в момент времени $t = 3T/8$ (б).

Здесь и на рис. 8 части плоскости, в которых скорости направлены на юг, показаны серым цветом. Расстояние отсчитывается от очага генерации ВПВ, T – приливный период.

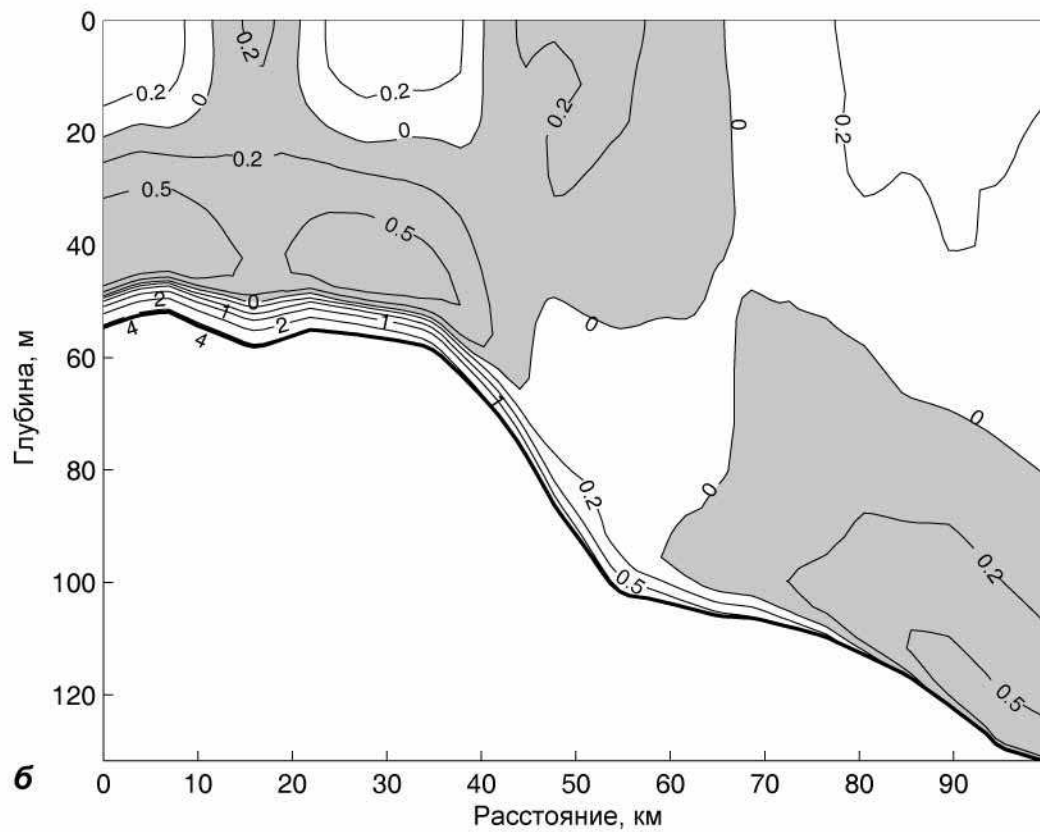
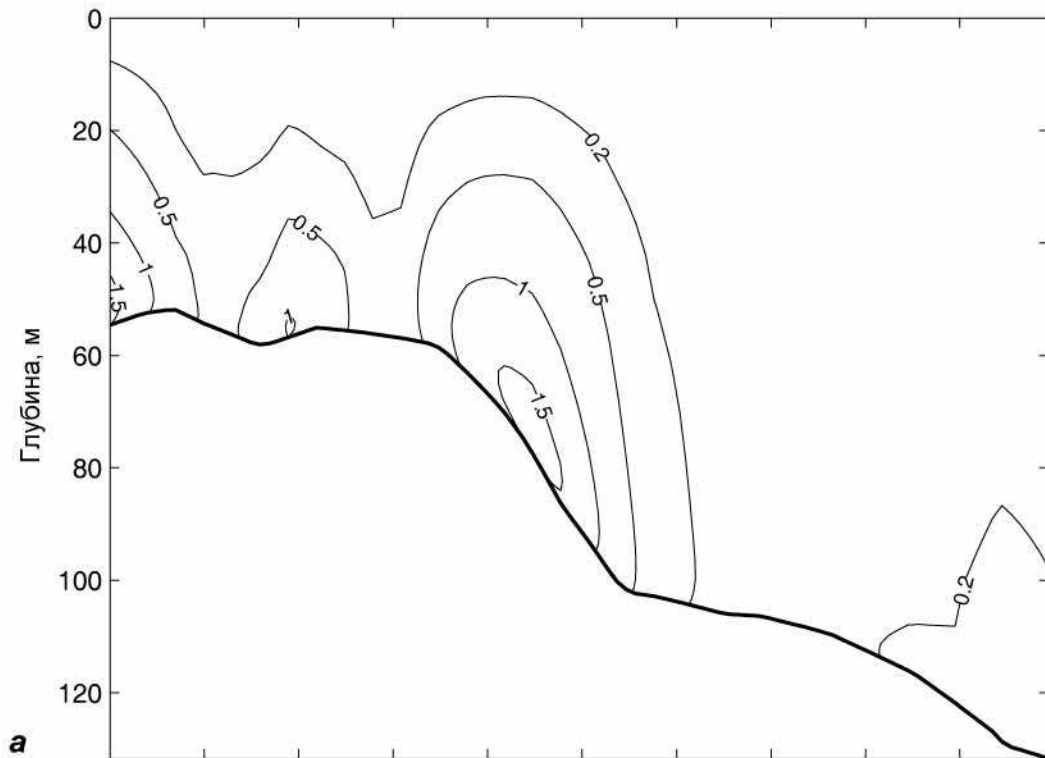


Рис. 8. Распределение амплитуд вертикальных смещений для разреза II–II и момента времени $t = 0$.

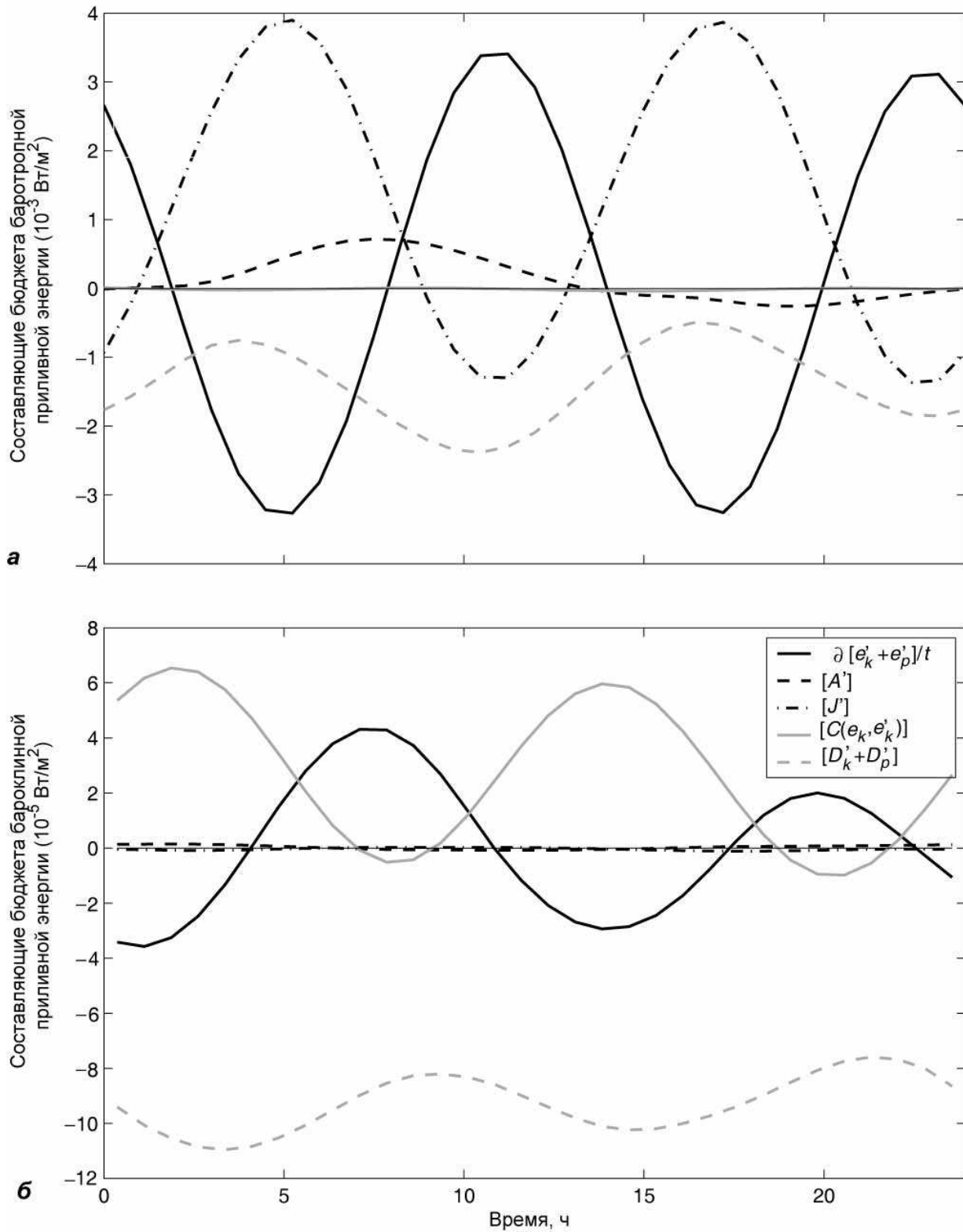


Рис. 9. Изменение в течение приливного цикла составляющих бюджетов баротропной (а) и бароклиной (б) приливной энергии для волны K_1 .

$[A]$ – адвективный перенос; $[J]$ – горизонтальный перенос; $\partial[e_k + e_p]/\partial t$ и $\partial[e'_k + e'_p]/\partial t$ – изменения в единицу времени баротропной и бароклиной приливной энергии соответственно;
 $C(e_k, e'_k)$ – скорость преобразования баротропной приливной энергии в бароклиную;
 $[D]$ и $[D']$ – скорости диссипации баротропной и бароклиной приливной энергии.

И последнее. Сопоставим полученные глобальные оценки диссипации баротропной и бароклиной приливной энергии в Белом море, отвечающих гармонике K_1 . На рис. 9 представлены изменения в течение приливного цикла средних (по площади) составляющих бюджетов баротропной и бароклиной приливной энергии для гармонике K_1 . Эти изменения имеют много общего с приведенными в [12] для гармонике M_2 . Как и там, приходная часть бюджета баротропной приливной энергии для гармонике K_1 контролируется горизонтальным переносом и адвекцией энергии из Баренцева моря, расходная — диссипацией энергии за счет горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости, а также преобразованием баротропной приливной энергии в бароклиную. Напротив, приходная часть бюджета бароклиной приливной энергии определяется преимущественно преобразованием энергии, тогда как горизонтальный перенос и адвекция бароклиной приливной энергии не играют сколько-нибудь важной роли. Расходная часть бюджета последней складывается из диссипации кинетической энергии за счет горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости и вырождения потенциальной энергии за счет горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии. Мало того, оказывается, что составляющие бюджетов баротропной и бароклиной приливной энергии, соответствующие гармоникам M_2 и K_1 , значительно отличаются между собой в количественном отношении: в обоих случаях их разности составляют около двух порядков величины. В глобальном (среднем по площади исследуемой подобласти) бюджете баротропной приливной энергии вклад преобразования ее в бароклиную ничтожен, а в глобальном бюджете бароклиной приливной энергии он является чуть ли не одним из главных.

В среднем (за приливный цикл) глобальные оценки составляющих бюджета баротропной приливной энергии равны $1.2 \cdot 10^8$ Вт для горизонтального переноса энергии, $1.2 \cdot 10^7$ Вт — для ее адвекции, $-1.3 \cdot 10^8$ Вт — для диссипации и $-1.0 \cdot 10^6$ Вт — для преобразования баротропной приливной энергии в бароклиную. Глобальные оценки составляющих бюджета бароклиной приливной энергии суть $1.0 \cdot 10^6$ Вт для преобразования, $1.5 \cdot 10^4$ Вт — для горизонтального переноса энергии, $1.1 \cdot 10^4$ Вт — для ее адвекции и $-3.4 \cdot 10^6$ Вт — для диссипации. Здесь, как обычно, знак «плюс» отвечает притоку энергии, знак «минус» — стоку. В заключение сопоставим глобальные оценки диссипации для гармоник M_2 и K_1 . Легко видеть, что диссипация бароклиной приливной энергии для гармонике K_1 примерно на два порядка меньше диссипации баротропной приливной энергии для той же гармонике, а она, в свою очередь, примерно во столько же раз меньше диссипации баротропной приливной энергии для гармонике M_2 . Ясно, что вклад диссипации бароклиной приливной энергии, соответствующий гармонике K_1 , в общую диссипацию приливной энергии в Белом море пренебрежимо мал.

Следует обратить внимание на расхождение между средней скоростью преобразования энергии, играющей роль источника в бюджете бароклиной приливной энергии для гармонике K_1 , и средней скоростью диссипации бароклиной приливной энергии, являющейся стоком. Оказывается, что первый из названных членов меньше второго, хотя имеет одинаковый с ним порядок величины, причем отмеченное расхождение не устраняется, если учесть адвективный и горизонтальный переносы бароклиной приливной энергии. Его причина, по-видимому, связана с неточностью оценивания средней скорости преобразования энергии, определяемой как малая разность больших величин. Вопрос о том, как обойти возникшее затруднение, остается открытым.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 09-05-00097).

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II: Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

2. Марчук Г.И., Каган Б.А. Динамика океанских приливов (изд. второе). Л.: Гидрометеиздат, 1991. 472 с.
3. Baines P.G. The generation of internal tides by flat-bump topography // *Deep-Sea Res.* 1973. V.27, N 2. P. 179–205.
4. Baines P.G. The generation of internal tides over steep continental slopes // *Philosophical Transactions of the Royal Society.* 1974. V.A277, N 1263. P.27–58.
5. Baines P.G. On internal tide generation models // *Deep-Sea Res.* 1982. V.29, N 3. P.307–338.
6. Craig P.D. A numerical model study of internal tides on the Australian Northwest Shelf // *Marine Res.* 1988. V.46, N 1. P. 59–76.
7. Holloway P.E. A Numerical model of internal tides with application to the Australian North West Shelf // *Phys. Oceanogr.* 1996. V.26, N 1. P.21–37.
8. Holloway P.E. A regional model of the semidiurnal internal tide on the Australian North West Shelf // *Geophys. Res.* 2001. V.106, N C9. P.19625–19638.
9. Cummins P.F., Oey L.Y. Simulation of barotropic and baroclinic tides off North British Columbia // *Phys. Oceanogr.* 1997. V.27, N 5. P.762–781.
10. Katsumata K. Two- and three-dimensional numerical models of internal tide generation at a continental slope // *Ocean Modelling.* 2006. V.12, N 1–2. P. 32–45.
11. Ip J.T.C., Lynch D.R. QUODDY3 user's manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, Report Number NML95-1. 1995.
12. 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.
13. Kagan B.A., Timofeev A.A., Sofina E.V. Dynamics and energetics of the M_2 surface and internal tides in the Arctic Ocean: some model results // *Energy Development: Tidal Energy, Energy Efficiency and Solar Energy* (Johnson K.F., Veliotti T.R. eds.), Nova Science Publishers, Inc., N.Y., 2009. P.77–94.
14. Kowalik Z. A study of the M_2 tide in the ice-covered Arctic Ocean // *Modeling, Identification and Control.* 1981. V.2, N 4. P.201–223.
15. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations // *Monthly Weather Review.* 1963. V.91, N 3. P.99–164.
16. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 363 с.
17. MacKinnon J.A., Winters K.B. Subtropical catastrophe: Significant loss of low-mode tidal energy at 28.9° // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V.32. L15605, doi: 10.1029 / 2005GL023376.
18. Niwa Y., Hibiya T. Numerical study of the spacial distribution of the M_2 internal tide into the Pacific Ocean // *Geophys. Res.* 2001. V.106, N C10. P.22441–22449.

Статья поступила в редакцию 07.04.2011 г.

