

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Российский государственный гидрометеорологический университет»

На правах рукописи
УДК [551.466.7: 551.462] (268.4)

Рашиди Эбрахим Хесари Акбар

**ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ
ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ШЕРОХОВАТОСТИ ДНА НА ДИНАМИКУ И
ЭНЕРГЕТИКУ ПРИЛИВОВ НА ПРИМЕРЕ
СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА**

Специальность 25.00.28 – Океанология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Санкт-Петербург
2013

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего профессионального образования «Российский государственный гидрометеорологический университет» (РГГМУ).

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук, профессор

Каган Борис Абрамович

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, профессор

Валерий Анатольевич Царев

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Российский государственный гидрометеорологический университет»

кандидат физико-математических наук,

Антон Юрьевич Дворников

Санкт-Петербургский филиал федерального государственного бюджетного учреждения науки института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

Ведущая организация:

ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Защита состоится «06» июня 2013 г. в 15 часов 30 минут на заседании диссертационного совета Д 212.197.02 в Российском государственном гидрометеорологическом университете по адресу: 195196, г. Санкт-Петербург, Малоохтинский пр. 98, тел. (812) 444-41-63

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Российского государственного гидрометеорологического университета

Автореферат разослан «02» мая 2013 г.

Ученый секретарь

диссертационного совета

кандидат географических наук



Воробьев В.Н.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. Известно, что придонное трение является одним из основных факторов, контролирующих формирование приливных движений в мелководных окраинных морях и прибрежных водах. Обычно оно параметризуется квадратичным законом сопротивления с постоянным коэффициентом сопротивления. Между тем, данные натурных измерений, выполненные в различных частях Мирового океана, а также результаты ассимиляции данных наземных и спутниковых измерений уровня и решения сопряженных уравнений динамики приливов противоречат этому заключению. Они свидетельствуют о том, что коэффициент сопротивления варьируется от района к району, каждый из которых характеризуется своим составом грунта, высотой, формой и взаимным расположением элементов шероховатости, в пределах почти двух порядков величины от 6×10^{-4} до 2×10^{-2} .

Дополнительные сведения об изменчивости коэффициенте сопротивления можно получить, обратившись к оценкам коэффициента волнового трения, однозначно связанного с коэффициентом сопротивления. Существует три способа определения коэффициента волнового трения. Первый из них (Hasselmann, Collis, 1998; Collis, 1972) основан на гидравлическом подходе к описанию придонного трения, второй (Kajiura, 1988; Каган, 1972; Grant, Madsen, 1979; Christoffersen, Jonsson, 1985) – на решении уравнений для придонного пограничного слоя (ППС) с фиксированным и априори заданным профилем коэффициента вертикальной турбулентной вязкости и третий (Jonsson, 1966) – на полуэмпирическом законе сопротивления Йонссона. Каждый из этих способов обладает своими недостатками. Недостатки первого связаны с принятием предположения о том, что взаимодействие движений с различными частотами и пространственными масштабами может быть описано комбинацией скоростей без обращения к турбулентности различного происхождения. Второй допускает, что коэффициент вертикальной турбулентной вязкости остается неизменным во времени в течении приливного цикла и изменяется с высотой так, чтобы уравнения для ППС были разрешимы аналитически; наконец, третий способ предполагает, что распределение скорости во всей толще моря остается логарифмическим, так что сдвиг фаз между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС можно считать отсутствующим. Общим недостатком всех трех способов определения коэффициента волнового трения является отказ от учета эффектов вращения Земли, предположение, оправдывающиеся, очевидно, для волнового ППС, но не для приливного ППС.

В настоящей работе коэффициент волнового трения оценивается на основании законов сопротивления для осциллирующего вращающегося турбулентного ППС над гидродинамически шероховатой, неполностью шероховатой (гладко-шероховатой) и гладкой подстилающими поверхностями, полученных сращиванием асимптотических разложений для скорости в придонном логарифмическом слое и во внешней части ППС (Каган, 2003, 2005). Использование сращивания асимптотических разложений для скорости избавляет от необходимости задания какого-либо профиля для коэффициента

вертикальной турбулентной вязкости и одновременно позволяет учесть обычно пренебрегаемый фазовый сдвиг между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС. Упомянутые выше законы сопротивления встраиваются в качестве отдельного модуля в трехмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4, и модифицированная модель привлекается для выполнения численных экспериментов, призванных ответить на совершенно неизученный в динамике приливов вопрос о том, необходимо ли учитывать пространственную неоднородность гидродинамической шероховатости дна и, значит, коэффициента сопротивления при моделировании приливов, и о целесообразности ее включения в современные приливные модели и приливные модели нового поколения.

Цель диссертационной работы заключается в том, чтобы количественно оценить влияние пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна на динамику и энергетику приливов на примере окраинных морей Северо-Европейского бассейна, используя модифицированную версию трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4.

Для достижения поставленной цели были решены следующие **задачи**:

1. Модифицирована трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 с учетом законов сопротивления для осциллирующего вращающегося турбулентного ППС над гидродинамически шероховатой, неполностью шероховатой и гладкой подстилающими поверхностями, предназначенных для определения коэффициента сопротивления.

2. Выполнена серия численных экспериментов, служащая для обоснования возможности отдельного изучения приливов в окраинных морях Северо-Европейского бассейна без Белого моря и отдельно в Белом море.

3. Локализована область влияния Белого моря в контексте задачи о динамике приливов в море.

4. Получена количественная оценка роли пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна в окраинных морях Северо-Европейского бассейна, в том числе - Белого моря.

Научная новизна работы определяется следующим:

Предложена модифицированная версия трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, отличающаяся от оригинальной версии включением модуля, предназначенного для определения коэффициента сопротивления. С этой целью для отыскания коэффициента волнового трения (или коэффициента сопротивления) используются законы сопротивления для осциллирующего вращающегося турбулентного ППС, связывающие коэффициент волнового трения, сдвиг фаз между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС и угол поворота вектора скорости в ППС с безразмерными параметрами подобия – волновым числом Россби, потоковым числом Рейнольдса и относительной (нормированной на приливную) инерционной частотой. Показана возможность отдельного изучения приливов в Белом море и в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна. Установлено, что область влияния Белого моря распространяется только на юго-восточную часть Баренцева моря (т.н.

Печорское море). Впервые получены количественные оценки влияния пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна на динамику и энергетику приливов в Белом море и в подсистеме соседних окраинных морей Северо-Европейского бассейна.

Научная и практическая ценность работы:

Использованный в диссертационной работе способ определения коэффициента сопротивления свободен от недостатков, присущих общепринятым способам, и обладает рядом преимуществ по сравнению с ними, позволяя учесть реально существующие сдвиг фаз между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС и эффекты вращения Земли. При этом он не требует задания какого-либо профиля коэффициента вертикальной турбулентной вязкости в ППС. Полученные в работе результаты могут найти применение в динамике ветровых волн и приливов, при исследовании транспорта наносов и в морфодинамике (особенно, долгосрочной).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00110).

Положения, выносимые на защиту:

– Модифицированная версия трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, учитывающая изменения полей динамических и энергетических приливных характеристик за счет пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна.

– Локализация области влияния Белого моря.

– Заключение о возможности раздельного изучения приливов в Белом море и подсистеме соседних окраинных морей Северо-Европейского бассейна, для чего достаточно задать на входе в Белое море наблюдаемые значения приливных колебаний уровня.

– Количественные оценки влияния пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна на динамику и энергетику приливов в Белом море и в подсистеме соседних окраинных морей Северо-Европейского бассейна.

Апробация и публикации работы. Основные результаты работы докладывались на научных семинарах кафедры комплексного управления прибрежной зоной РГГМУ (г. Санкт-Петербург, Российский государственный гидрометеорологический университет, 2011, 2012); на итоговой сессии Ученого совета РГГМУ (г. Санкт-Петербург, Российский государственный гидрометеорологический университет, 2013); на семинарах Лаборатории численных экспериментов по динамике океана (Санкт-Петербургский филиал института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2012); на XI Всероссийской конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики” (Санкт-Петербург, 2012 г.).

Работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 12-05-00110-а), Министерства образования и науки Российской Федерации, соглашение 14.В37.21.0639 «Оценка локальной изменчивости гидрофизических полей, возникающей под воздействием внутренних приливных волн, в интересах обеспечения

безопасности подводного строительства и навигации в морях Северо-Европейского бассейна», а также в рамках госбюджетной темы кафедры комплексного управления прибрежными зонами «Междисциплинарные исследования в интересах развития КУПЗ в России» по направлению научной деятельности РГГМУ «Изучение системы комплексного управления прибрежными зонами морей России, устойчивого социально-экономического развития прибрежных территорий, рационального использования природных ресурсов».

По теме диссертации опубликованы 5 научных работ в рецензируемых журналах, входящих в перечень ВАК, одна публикация в международном сетевом журнале и одна публикация в материалах конференции.

Личный вклад автора. Участие в модификации оригинальной версии трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4. Реализация модифицированной версии модели и выполнение на ее основе серии численных экспериментов по определению возможности отдельного изучения приливов в Белом море и соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна, по установлению местоположения области влияния Белого моря и по изучению пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна на динамику и энергетику приливов в рассматриваемой системе. Анализ полученных результатов.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав, содержащих отдельные разделы, заключения и списка используемых источников, включающего 60 наименований. Общий объем работы составляет 104 страниц, в том числе 30 рисунков и 3 таблицы.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обосновывается актуальность темы диссертационной работы, формулируются цели и задачи исследования, приводятся основные положения, выносимые на защиту, показывается теоретическая новизна и практическая значимость работы.

В первой главе, описывающей общепринятые способы определения коэффициента сопротивления или коэффициента волнового трения, связанного однозначной зависимостью с коэффициентом сопротивления, отмечается, что с момента запуска спутника TOPEX/Poseidon прошло уже около двух десятков лет. Полученные с его помощью данные альтиметрических измерений уровня легли в основу более чем 20 глобальных приливных карт. В результате выяснилось, что точность этих карт, характеризуемая средней квадратической абсолютной векторной ошибкой, ниже 2 см в открытом океане и варьируется от 2.4 см до 298.2 см в прибрежных водах (в частности, от 19.2 см до 99.7 см на Патагонском шельфе). Спрашивается, почему точность приливных карт так сильно отличается в открытом океане и в мелководных прибрежных водах. Среди возможных причин этого – неадекватность описания придонного трения, являющегося одним из основных факторов формирования приливов на мелководье.

Вплоть до последнего времени придонное трение представлялось в динамике приливов квадратичным или линейным законами сопротивления с

постоянным коэффициентом сопротивления. По-видимому, первая (ставшая канонической) оценка коэффициента сопротивления принадлежит Дж. Тейлору (Taylor, 1919). Полученный им коэффициент сопротивления c_D , равный 2.6×10^{-3} или приближенно 3×10^{-3} , применяется практически во всех двумерных и даже в некоторых трехмерных приливных моделях. Тем самым неявно предполагается, что коэффициент сопротивления c_D есть не что иное как числовая константа. Последующие многочисленные измерения, выполненные в разных частях Мирового океана (см. Марчук, и Каган, 1992), а также оценки, полученные ассимиляцией данных наземных и спутниковых измерений уровня (Carrera, Neuman, 1986; Tucker, Long, 1988; Lardner, 1991, 1992; Smedstad, O'Brien, 1991; Lardner et al., 1993; Ulman, Wilson, 1998) и посредством решения сопряженных уравнений динамики приливов (Heemink et al., 2002; He et al., 2004; Lu, Zhang, 2006), не подтвердили это заключение. Они свидетельствовали о том, что вариации c_D от района к району могут составлять около двух порядков величины (от 6×10^{-4} до 2×10^{-2}).

Принятые в настоящее время способы определения коэффициента волнового трения и их ограничения уже излагались во Введении. Поэтому во избежание повторений обсудим здесь еще один способ определения коэффициента волнового трения, свободный от недостатков, присущих общепринятым способам, и используемый в настоящей работе. Он основывается на задании законов сопротивления для осциллирующего вращающегося турбулентного ППС над гидродинамически шероховатой, неполностью шероховатой и гладкой подстилающими поверхностями, полученных сращиванием асимптотических разложений для скорости в придонном логарифмическом слое и во внешней части ППС (Каган, 2003, 2005).

Прежде всего отметим, что в общем случае гидродинамически неполностью шероховатой подстилающей поверхности любые интегральные характеристики сопротивления в ППС (как-то: амплитуда колебаний скорости трения U_* , сдвиг фаз ϕ_0 между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС и угол поворота α_0 вектора скорости в ППС) зависят от следующих пяти внешних определяющих параметров: амплитуды $|\underline{U}_\infty|$ колебаний скорости осциллирующего течения за пределами ППС, частоты приливных колебаний σ , инерционной частоты f , гидродинамической шероховатости дна z'_o , определяемой эквивалентной песочной шероховатостью Никурадзе k_s , и кинематической вязкости жидкости ν . Согласно π -теореме теории размерности, каждая из вышеупомянутых зависимостей может быть сведена к зависимости безразмерной функции (в частности, нормированной на $|\underline{U}_\infty|$ амплитуды скорости трения U_* , определяющей коэффициент волнового трения $f_w = 2(U_*/|\underline{U}_\infty|)^2$) от трех безразмерных параметров подобия. Таковыми являются либо относительная амплитуда горизонтальных смещений частиц жидкости a_∞/z'_o (здесь $a_\infty = |\underline{U}_\infty|/\sigma$), потоковое число Рейнольдса $Re = |\underline{U}_\infty|/\sigma\nu$ и относительная инерционная частота f/σ , либо другие три безразмерные параметры подобия, образованные различными комбинациями трех перечисленных выше.

Гидродинамическая классификация подстилающих поверхностей не отличается от принятой для стационарных движений. Как обычно, если элементы шероховатости полностью погружены в вязкий подслой, то поверхность считается гидродинамически гладкой; если они выступают за пределы вязкого подслоя, – гидродинамически шероховатой. Единственное отличие состоит в том, что скорость трения, фигурирующая в определении толщины вязкого подслоя в стационарном движении, теперь заменяется амплитудой скорости трения. Тем самым высота элементов шероховатости в осциллирующем движении сравнивается с максимальной толщиной вязкого подслоя. Соответственно, шероховатость гидродинамически гладкой подстилающей поверхности определяется как $z_0 = \nu/9U_*$, шероховатость гидродинамически шероховатой поверхности – как $z_0 = z_0^r$ (Fredsoe, Deigaard, 1992; Nielsen, 1992). Здесь и выше, согласно Никурадзе (Nikuradze, 1933), $z_0^r = k_s/30$.

Закон сопротивления для осциллирующего, вращающегося, турбулентного ППС над гидродинамически шероховатой поверхностью, согласно [Каган, 2003], принимает вид

$$\left[A^2 + \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \lg 2^{-5/2} \kappa - \lg \frac{1}{4\sqrt{f_w}} - \lg \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right) - \lg Ro, \quad (1.1)$$

$$\phi_0 = \arctg \left(A / \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right) \right), \quad (1.2)$$

$$\alpha_0 = \arctg \left(C / \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right). \quad (1.3)$$

где $A=0.92$, $B=1.38$, $C=2.17$ – числовые константы, $\kappa=0.40$ – постоянная Кармана.

Далее, по определению, $Ro = \left(\frac{1}{Ro^r} + \frac{0.63}{4\sqrt{f_w}} \frac{1}{Re} \right)^{-1}$, где, кроме уже известных

обозначений, $Ro^r = U_\infty / \sigma z_0^r$ – поверхностное число Россби, основанное на z_0^r . Подставляя выражения для Ro в (1.4), при конечных Re и $Ro^r \rightarrow \infty$, получается закон сопротивления для осциллирующего, вращающегося, турбулентного ППС над гидродинамически гладкой поверхностью.

Напротив, при конечных Ro^r и $Re \rightarrow \infty$, уравнения (1.1)-(1.3) описывают закон сопротивления для осциллирующего, вращающегося, турбулентного ППС над гидродинамически шероховатой поверхностью.

Заметим, что выражения (1.2) и (1.3) получаются одинаковыми для всех гидродинамических типов подстилающей поверхности. Это, однако, не означает, что сдвиг фаз ϕ_0 между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС, а также угол поворота α_0 вектора скорости в ППС будут одинаковыми во всех рассматриваемых случаях. Поскольку выражения (1.2), (1.3) содержат коэффициент волнового трения f_w , который в каждом

конкретном случае принимает только ему свойственные значения, то ϕ_0 и α_0 будут различными.

В заключение еще раз перечислим те улучшения в описании коэффициента сопротивления, которые удастся достичь при использовании новых законов сопротивления. Таких улучшений три: (1) отпадает необходимость задания какого-либо профиля коэффициента вертикальной турбулентной вязкости в ППС. Последнее обстоятельство представляется тем более важным, что коэффициент вертикальной турбулентной вязкости испытывает весьма значительные изменения в течение приливного цикла, а надежные сведения о его вертикальном распределении в различные моменты приливного цикла, кроме полученных по результатам моделирования, в настоящее время отсутствуют; (2) учитывается сдвиг фаз между напряжением придонного трения и скоростью течения за пределами ППС, существование которого попросту игнорировалось, и (3) принимаются во внимание обычно пренебрегаемые эффекты вращения Земли, играющие первостепенную роль в формировании приливных движений.

Во второй главе, посвященной обсуждению трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4, описывается ее оригинальная версия и используемые модификации. Подробная документация модели и изложение принятого метода интегрирования уравнений модели приводятся в [Lynch, 1990; Lynch, Gray, 1979, Lynch, Werner, 1987, 1991; Ip, Lynch, 1995]. Поэтому во избежание повторений здесь мы ограничимся напоминанием только основных ее особенностей.

Исходные уравнения модели включают так называемое двумерное обобщенное волновое уравнение неразрывности для колебаний уровня, непреобразованное уравнение движения для трехмерного вектора скорости, записанное в Буссинесковом и гидростатическом приближениях, трехмерные эволюционные уравнения для температуры и солености морской воды, трехмерные транспортные уравнения для удвоенной кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и масштаба турбулентности, трехмерное уравнение неразрывности, служащее для определения вертикальной скорости, уравнения состояния и гидростатики, а также соотношения приближенного подобия Колмогорова для коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии.

В качестве краевых условий используются общепринятые условия, характеризующие равенство нулю потоков импульса, тепла, соли, КЭТ и масштаба турбулентности на свободной поверхности, параметризация потока импульса на дне квадратичным законом сопротивления и условие локального баланса между продукцией и диссипацией КЭТ в предположении, что масштаб турбулентности в придонном слое является линейной функцией расстояния от дна.

Далее, на жидкой границе, значения баротропной (средней по вертикали) скорости или колебания уровня считаются заданными. Здесь также задается условие скольжения для касательной составляющей баротропной скорости и условие равенства нулю нормальных производных от всех канонических

переменных, следующее из условия излучения Орланского при достаточно большой вычислительной скорости распространения сигнала. При этом неявно предполагается, что генерация внутренних волн, порождающих отклонение фактической скорости от баротропной, происходит внутри исследуемой области и что внутренние волны распространяются от источника их генерации к жидкой границе.

На твердой границе нормальная составляющая и нормальная производная от касательной составляющей баротропной скорости полагаются равными нулю. Принимаются также равными нулю нормальные потоки импульса, тепла, соли и характеристик турбулентности. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии либо считаются постоянными, либо рассчитываются по формуле Смагоринского (Smagorinsky, 1963).

В начальный момент времени ставится условие покоя, горизонтальной однородности полей температуры и солёности и отсутствие реликтовой турбулентности.

Описанная система уравнений и краевых условий решается с использованием конечно-элементной аппроксимации на простых призматических конечных элементах. Дискретизация по времени производится с помощью полунявной схемы, предусматривающей, что все члены, характеризующие эффекты адвекции и горизонтальной турбулентности, приписываются предыдущему шагу по времени. В результате эволюционные уравнения решаются в каждой узловой точке как одномерные (по вертикали) неоднородные обыкновенные дифференциальные уравнения. Этот способ решения трехмерных уравнений гидротермодинамики обуславливает (во избежание появления вычисленной неустойчивости) значительное уменьшение шага по времени по сравнению с общепринятым его значением.

Уравнения модели интегрируются до установления квазипериодического режима, при котором относительное изменение средней (за приливный цикл) плотности баротропной приливной энергии становится равным 5%. В случае, когда море стратифицировано, временные ряды всех других зависимых переменных, кроме колебания уровня и баротропной скорости, гармоническому анализу не подвергаются по причине сильного влияния нелинейности на динамику внутренних волн, которое было бы неизбежно замаскировано при выявлении интересующей нас скрытой периодичности.

В заключение перечислим модификации модели, которым подвергалась оригинальная версия модели. Таких модификаций три: во-первых, учитываются эффекты статического прилива, во-вторых, используется повернутая система координат (вместо сферической), позволяющая обойти известную проблему “полюса” и, в-третьих, модель дополняется модулем, обеспечивающим определение коэффициента сопротивления по известным значениям внешних определяющих параметров ППС.

В третьей главе оценивается влияние Белого моря на приливы в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна.

Применение модифицированной версии модели QUODDY-4 к системе окраинных морей Северо-Европейского бассейна сопряжено с преодолением одной трудности, связанной с наличием в рассматриваемой системе таких

непохожих друг на друга (по своим размерам, геометрии и топографии дна) морей, каковыми являются Норвежское, Гренландское, Баренцево и Белое моря. Естественно попытаться упростить задачу, разделив эту систему на две подсистемы. Одна из них включает Норвежское, Гренландское и Баренцево моря, другая – только Белое море. Хотелось бы знать, насколько оправдано такое деление и какова, собственно, область влияния Белого моря.

Для решения этой задачи использовалась модифицированная версия модели *QUODDY-4* с пространственным разрешением, варьирующим от ~1 км вблизи береговой линии континента и островов до ~83 км в открытых частях морей. По вертикали моря делились на 40 слоев переменной толщины со сгущением в придонном слое. Шаг по времени задавался равным 2.2 с, приливная частота – совпадающей с частотой гармоника M_2 . Поле глубин заимствовалось из банков данных ИВСАО для Норвежского, Гренландского и Баренцева морей и ЕТОРО-5 для Белого моря. В случае, когда влияние Белого моря учитывалось косвенно (на входе в Белое море приливные колебания уровня считались заданными), они определялись линейной интерполяцией наблюдаемых значений в пунктах мыс Канин Нос и губа Восточная Лица, расположенных по обе стороны от входа. На открытой границе исследуемой области приливные колебания уровня задавались по результатам моделирования, найденным в рамках высокоразрешающей арктической приливной модели (Padman, Erofeeva, 2004). Эта модель ассимилирует всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая данные альтиметрических измерений, полученные спутниками TOPEX/Poseidon и ERS. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитывались по формуле Смагоринского (Smagorinsky, 1963).

Напряжение придонного трения параметризовалось квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным 0.005 (см. гл. 4). Моря предполагались нестратифицированными и свободными ото льда. При выбранных значениях модельных параметров установление квазипериодического режима в соседних (с Белом морем) морях Северо-Европейского бассейна происходило за 17 приливных циклов.

3.1 Область влияния Белого моря в контексте задачи о динамике приливов в море

Обсудим результаты трех численных экспериментов. В первом из них (контрольном) влияние Белого моря на приливы в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна учитываются явно (приливы определяются в системе окраинных морей в целом, включая Белое море). Во втором это влияние полагается отсутствующим (на входе в Белое море ставится условие непротекания). Наконец, в третьем эксперименте влияние Белого моря на приливы в соседних окраинных морях учитывается косвенно посредством задания наблюдаемых значений приливных колебаний уровня на открытой границе между Белым и Баренцевым морями.

Для оценки количественных отличий между предсказываемыми и наблюдаемыми значениями амплитуд и фаз приливных колебаний уровня мы воспользовались следующими мерами ошибок: (1) средними квадратическими

абсолютной $\sum_n (D_n / N)$ и относительной $\sum_n (D_n / NA_{on})$ векторными ошибками.

Здесь $D_n = 2^{-1/2} [A_{on}^2 + A_{mn}^2 - 2A_{on}A_{mn} \cos(\phi_{on} - \phi_{mn})]^{1/2}$ – средняя квадратическая векторная ошибка; A_{on} и ϕ_{on} – наблюдаемые значения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня в n-ом пункте измерений, соответственно; A_{mn} и ϕ_{mn} – модельные значения этих характеристик; N – общее число пунктов регистрации уровня, (2) коэффициентом корреляции, (3) смещением и (4) индексом разброса. Полученные оценки ошибок моделирования сведены в таблицу 1. Судя по ней, для системы окраинных морей Северо-Европейского бассейна в целом, включая Белое море, средние квадратические векторные ошибки больше там, где либо амплитуды прилива велики (Белое море), либо число пунктов измерений мало (Норвежское и Гренландское моря). Исключение Белого моря из рассмотрения (задание на его открытой границе условия непротекания) чревато увеличением средних квадратических векторных ошибок. Аналогично изменяются смещение и индекс разброса, тогда как коэффициент корреляции изменяется, как и должно быть, противоположным образом.

Другими параметрами, сопоставимыми с результатами измерений, являются величины большой и малой полуосей эллипсов баротропной скорости (максимальной и минимальной скоростей), ориентация большой полуоси, эксцентриситет эллипсов и направление вращения вектора скорости. Сравнение их значений, отвечающих условиям экспериментов 1 и 2, с данными наблюдений выявляет два любопытных обстоятельства (таблица 2). Во-первых, совпадение модельных и наблюдаемых значений параметров эллипсов получается даже лучшим того, на которое можно было реально рассчитывать, учитывая, что баротропная скорость на самом деле не измеряется, а вычисляется по данным измерений фактической скорости на отдельных горизонтах. Принимая во внимание сказанное, заключаем, что совпадение модельных и наблюдаемых значений параметров эллипсов баротропной скорости можно признать вполне удовлетворительным.

Во-вторых, меры ошибок практически не изменяются от эксперимента к эксперименту. Соответственно, сравнение модельных и наблюдаемых значений амплитуд и фаз приливных колебаний уровня показывает (таблица 1), что влияние Белого моря не распространяется на Норвежское и Гренландское моря и ограничивается только Баренцевым морем. Теперь, анализируя результаты сравнения модельных и наблюдаемых значений параметров эллипсов баротропной скорости (таблица 2), мы приходим к заключению, что область влияния Белого моря можно ограничить только восточной частью Баренцева моря. Более точных указаний на этот счет по данным измерений скорости, сосредоточенным, главным образом, в западной и центральной частях Баренцева моря, получить не удастся.

Уточним местоположение области влияния Белого моря, используя для этой цели среднюю квадратическую абсолютную векторную разность между модельными значениями амплитуд и фаз приливных колебаний уровня, отвечающих экспериментам 1 и 2 и определяемую в n-ой узловой точке как

$$D_n = \left\{ \frac{1}{T} \int_0^T [A_{1n} \cos(\sigma t - \phi_{1n}) - A_{2n} \cos(\sigma t - \phi_{2n})]^2 dt \right\}^{1/2}, \quad 3.1$$

где A_{1n} и ϕ_{1n} – амплитуда и фаза приливных колебаний уровня в эксперименте 1; A_{2n} и ϕ_{2n} – то же, что A_{1n} и ϕ_{1n} , в эксперименте 2; $T=2\pi/\sigma$ – приливный период; σ – приливная частота и t – время.

Результирующее поле разности приводятся на рисунке 1. Видно, что, если границу области влияния Белого моря отождествить с минимально возможным значением разности, равным, скажем, 0.1 см, то виртуальная область его влияния распространяется практически на все Баренцево море и на значительную часть акватории Норвежского и Гренландского морей. Однако почти всюду, кроме юго-восточной части Баренцева моря (т.н. Печорское море), значения разности невелики и не выходят за пределы средней квадратической абсолютной векторной ошибки модельных предсказаний приливных колебаний уровня в Баренцевом море, составляющей 9.8 см (см. таблицу 1). Более высокие значения разности, превышающие уровень шума

Таблица 1 – Сравнение предсказываемых значений амплитуд и фаз приливных колебаний уровня с данными наземных мареографных измерений

Эксперимент	Подсистема	Количество станций регистрации уровня	Средняя квадратическая векторная ошибка		Коэффициент корреляции	Смещение, см	Индекс разброса
			абсолютная, см	относительная			
1	Вся система	110	16.9	0.24	0.949	2.9	0.33
	Система без Белого моря	65	10.4	0.21	0.948	-2.6	0.26
	Норвежское и Гренландское моря	18	11.7	0.20	0.790	-4.1	0.29
	Баренцево море	47	9.8	0.21	0.961	-2.1	0.25
	Белое море	45	26.4	0.28	0.940	10.8	0.33
2	Система без Белого моря	65	19.1	0.25	0.809	11.7	0.76
	Норвежское и Гренландское моря	18	11.8	0.20	0.79	-4.5	0.29
	Баренцево море	47	21.9	0.27	0.833	17.9	0.87
3	Система без Белого моря	65	9.7	0.22	0.944	-5.5	0.29
	Норвежское и Гренландское моря	18	11.7	0.19	0.790	-3.9	0.29
	Баренцево море	47	8.9	0.23	0.957	-6.1	0.29

модели, отмечаются только в Печорском море. Именно эту область, значение

разности на границе которой равно 9.8 см, и следует принять в качестве области влияния Белого моря. Заметим, однако, что из-за нехватки ресурсов мы вынуждены были несколько упростить задачу, исключив Карское море из рассмотрения посредством задания в прол. Карские Ворота условия непротекания, оправданного лишь в первом приближении. Теперь, когда выяснилось, что область влияния Белого моря не распространяется на Норвежское и Гренландское моря и часть Баренцева моря, следующее приближение должно заключаться в решении задачи для системы Белого, Печорского и Карского морей, дающее возможность определить, где именно

Таблица 2 – Сравнение предсказываемых и наблюдаемых значений параметров эллипсов баротропной скорости приливного течения

Эксперимент	Параметр	Средняя абсолютная ошибка	Коэффициент корреляции	Смещение	Индекс разброса
1	Величина большой полуоси, см/с	1.221	0.993	-0.144	0.091
	Величина малой полуоси, см/с	1.528	0.984	0.152	0.232
	Направление большой полуоси, град.	22.646	–	-19.780	–
	Эксцентриситет	0.051	0.948	0.002	0.172
2	Величина большой полуоси, см/с	1.290	0.994	0.204	0.089
	Величина малой полуоси, см/с	1.436	0.985	-0.018	0.219
	Направление большой полуоси, град.	21.540	–	-18.136	–
	Эксцентриситет	0.058	0.943	-0.015	0.187
3	Величина большой полуоси, см/с	1.529	0.993	-0.872	0.123
	Величина малой полуоси, см/с	1.358	0.985	-0.500	0.206
	Направление большой полуоси, град.	22.977	–	-19.919	–
	Эксцентриситет	0.050	0.947	-0.001	0.173

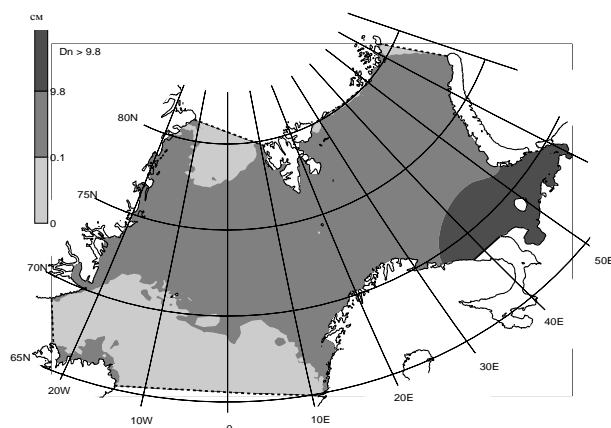


Рисунок 1 – Поле усредненной (за приливный цикл) средней квадратической абсолютной разности (в см) приливных колебаний уровня в экспериментах 1 и 2

располагается восточная граница области влияния Белого моря. В настоящее время эта задача находится в процессе решения.

3.2 Основные отличия решений в контрольном и альтернативных экспериментах

Динамические характеристики близки в первом и третьем экспериментах, это подтверждается гистограммами отличий этих характеристик в системе окраинных морей Северо-Европейского бассейна в целом, включая Белое море, и той же системе без Белого моря (рисунок 2). Видно, что наиболее часто встречающиеся отличия составляют ± 1 см для амплитуд, $\pm 1^\circ$ для фаз приливных колебаний уровня и ± 1 см/с для максимальной баротропной скорости.

Не в пример отличиям динамических характеристик, отличия энергетических характеристик (горизонтального волнового переноса и диссипации баротропной приливной энергии) имеют одинаковые порядки величины с самими энергетическими характеристиками. В частности, пренебрежение или косвенный учет приливного водообмена через открытую границу с Белым морем, являющимся основным диссипатором баротропной приливной энергии в исследуемой области, приводят к перераспределению диссипации между Норвежским, Гренландским и Баренцевым морями. Сравнивая оценки интегральной (по площади моря) диссипации в экспериментах 2 и 3 с контрольным ее значением, убеждаемся, что в первом случае (эксперимент 2) она увеличивается более, чем в 4 раза в Баренцевом море и приблизительно на 70% в Норвежском и Гренландском морях, тогда как во втором случае (эксперимент 3) она возрастает на 20% в Баренцевом море и на 40% в Норвежском и Гренландском морях.

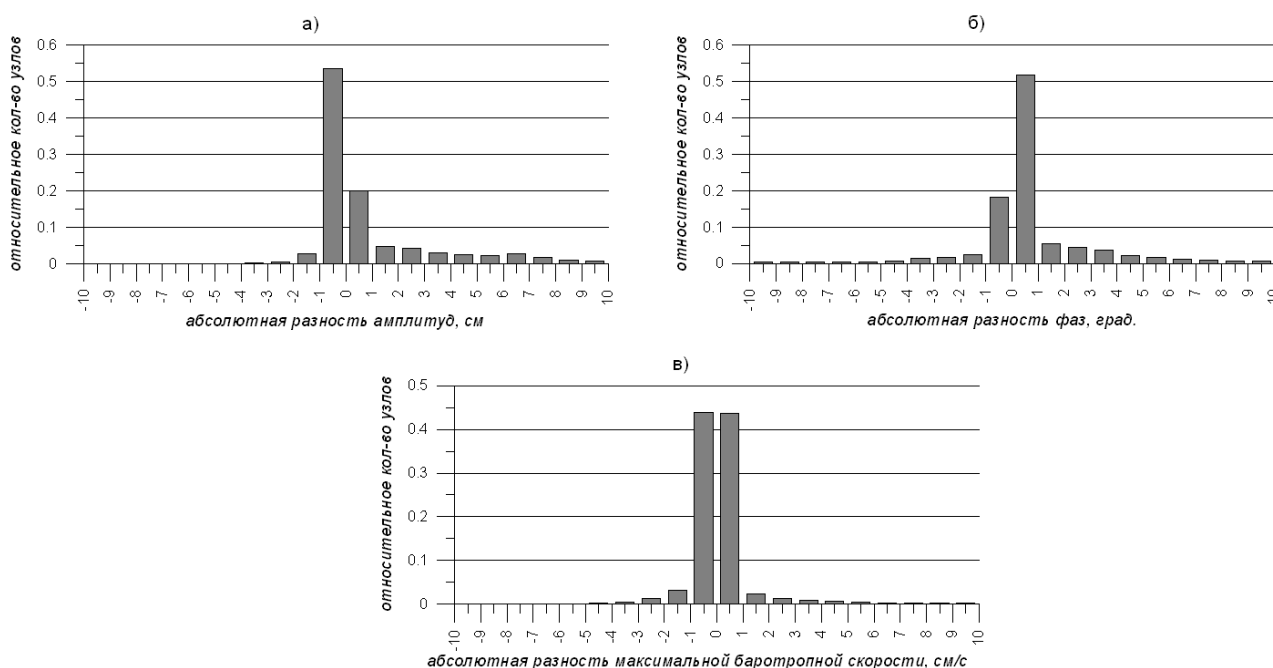


Рисунок 2 – Гистограммы абсолютных разностей между приливными амплитудами (а), фазами (б) и максимальными баротропными скоростями приливного течения (в), предсказанными в экспериментах 1 и 3

Оценки интегральной диссипации баротропной приливной энергии в экспериментах 1-3 сведены в таблице 3. Здесь же представлены аналогичные оценки, полученные Гьевиком и Страумэ (Gjevik, Straume, 1989), Прошутинским (1993) и Ченом и др. (Chen et al., 2009). Из таблицы 3 следует, что приведенные в ней оценки во многом зависят от того, учитывается ли или нет взаимодействие приливов в соседних окраинных морях с приливами в Белом море и, если да, то как именно оно описывается. Сравнение этих оценок показывает, что наши оценки, в противовес предшествующим, в Норвежском и Гренландском морях меньше, нежели в Баренцевом море, не говоря уж о Белом море. Если учесть, что амплитуды приливных колебаний уровня и площади Норвежского, Гренландского и Баренцева морей примерно одинаковы, а характерные глубины Норвежского и Гренландского морей много больше, чем Баренцева моря, то соотношение между диссипацией баротропной приливной энергии в Норвежском и Гренландском морях и ее значением в Баренцевом море должно быть обратным, т.е. приблизительно таким, какое получается по нашим оценкам.

Заканчивая обсуждение рассматриваемого вопроса, подчеркнем, что бытующее сейчас мнение о важности Белого моря в формировании приливов в соседних с ним морях Северо-Европейского бассейна верно лишь частично. Оно справедливо для энергетики, но не справедливо для динамики приливов.

Таблица 3 – Средняя (за приливный цикл) интегральная (по площади) диссипация баротропной приливной энергии ($\times 10^9$ Вт) в системе окраинных морей Северо-Европейского бассейна

Подсистема	Диссипация по			Эксперименты в настоящей работе		
	Gjevik, Straume (1989)	Прошутинский (1993)	Chen et al. (2009)	1	2	3
	Норвежское и Гренландское моря	32	27.5	27	1.7	2.8
Баренцево море	34	20.5	19	11.7	51.0	12.6
Белое море	—	29.3	39	36.5	—	—

Четвертая глава имеет своей целью количественно оценить влияние пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна на динамику и энергетику приливов в системе окраинных морей Северо-Европейского бассейна.

Для достижения этой цели воспользуемся законами сопротивления, устанавливающими связь между интегральными характеристиками сопротивления и безразмерными параметрами подобия для осциллирующего вращающегося турбулентного ППС (см. гл. 1). Применение этих законов сопротивления для оценки изменений приливов в прямоугольном полузамкнутом бассейне постоянной глубины, по своим размерам напоминающим Северное море, позволило выяснить (Каган, Романенков, 2006), что приливы в нем претерпевают значительные изменения за счет пространственной неоднородности коэффициента сопротивления только в

окрестности центров амфидромий. Вдали от них изменения амплитуд приливных колебаний уровня не превышают в относительных единицах 10%, изменения фаз – 10°, т.е. вдали от центров амфидромий пространственная структура приливов остается практически неизменной. Важно понять, насколько это справедливо в реальных бассейнах, каковым является Северо-Европейский бассейн.

Воспользуемся тем обстоятельством, что задание наблюдаемых значений приливных колебаний уровня на входе в Белое море обеспечивает вполне приемлемую точность воспроизведения приливов в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна, и разделим систему окраинных морей на две подсистемы – Белое море и остальные окраинные моря. Как прежде, будем использовать трехмерную конечно-элементную гидростатическую модель QUODDY-4 с горизонтальным разрешением, варьирующим от 0.7 км вблизи береговой линии континента и островов до 11.3 км в Белом море и от 1 км вблизи береговой линии до 83 км в открытых частях остальных окраинных морей. Шаг по времени принимается равным 5.6 с в Белом море и 9.315 с в остальных рассматриваемых морях. Коэффициент сопротивления в том случае, когда он фиксируется (в контрольном решении), задается равным 5×10^{-3} .

Поясним, почему коэффициент сопротивления задается равным 5×10^{-3} , а не его каноническому значению 2.6×10^{-3} . Дело в том, что средняя (за приливный цикл) диссипация приливной энергии должна оставаться неизменной независимо от размерности модели. Поэтому, если модель является двумерной или трехмерной, то, параметризуя напряжение придонного трения квадратичным законом сопротивления и учитывая, что диссипация приливной энергии в трехмерном случае складывается из диссипации за счет придонного трения и диссипации в остальной толще моря, получаем следующее соотношение между коэффициентами сопротивления в трехмерном (c_{D3}) и двумерном (c_{D2}) приливных потоках:

$$c_{D3} \geq c_{D2} \left\langle |\bar{u}|^3 \right\rangle / \left\langle |u_{100}|^3 \right\rangle, \quad (4.1)$$

где \bar{u} – баротропная скорость, u_{100} – фактическая скорость на расстоянии 100 см от дна, угловые скобки означают усреднение в течение приливного цикла.

Вспомним теперь, что коэффициент сопротивления для гидродинамически неполностью шероховатого морского дна есть функция Ro^r , Re и f/σ . Тогда, если локальная глубина больше толщины ППС, определяемой теми же параметрами подобия, то отношение $\langle |\bar{u}| \rangle / \langle |u_{100}| \rangle$ при типичных для приливной полосы частот значениях Ro^r , Re и f/σ будет больше 1. Следовательно, должно выполняться неравенство $c_{D3} > c_{D2}$. По-видимому, основываясь на этих или им подобных соображениях, авторы модели QUODDY-4 приняли коэффициент сопротивления большим его канонического значения.

4.1. Белое Море

Следуя Хизершоу (Heathershaw, 1976), предположим, что морское дно в мелководных и потому хорошо перемешанных Воронке, Горле и Мезенском и Двинских заливах Белого моря является гидродинамически шероховатым, а в

глубоководных Бассейне и Кандалакшском и Двинском заливах – гидродинамически неполностью шероховатым. Шероховатость там, где дно полагается гидродинамически шероховатым, определим минимизацией средней квадратической абсолютной векторной ошибки предсказания приливных колебаний уровня в пунктах мареографных измерений. Там же, где дно считается гидродинамически неполностью шероховатым, шероховатость определяется из условия, чтобы оба члена в правой части выражения (1.1) имели одинаковые порядки величин.

Во избежание повторений, мы не будем обсуждать поля приливных характеристик, отвечающих контрольному значению коэффициента сопротивления $c_D = 5 \times 10^{-3}$. Как уже отмечалось, они получаются качественно и количественно подобными эмпирическим приливным картам и понадобятся лишь в дальнейшем при оценивании относительных разностей между приливными характеристиками, найденными при переменном по площади моря и постоянном коэффициентах сопротивления.

Анализ роли пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна в динамике и энергетике приливов начнем с обсуждения результирующего поля коэффициента сопротивления. Оказывается, что увеличение коэффициента сопротивления по сравнению с принятым постоянным его значением $c_D = 5 \times 10^{-3}$ происходит в северо-западном углу и в окрестности Терского берега Воронки, а также в вершине и около берегов Онежского залива. Здесь коэффициент сопротивления варьируется в пределах от 5×10^{-3} до 7×10^{-3} . В остальных районах Белого моря детектируется уменьшение коэффициента сопротивления. Так, в центральной части Воронки, Горле и Мезенском заливе коэффициент сопротивления равен $(2-4) \times 10^{-6}$, а в глубоководном Бассейне и Кандалакшском и Двинском заливах – 1×10^{-3} . В общем, в пределах Белого моря коэффициент сопротивления изменяется от 1×10^{-3} до 7×10^{-3} . Выясним, каковы последствия таких его изменений.

Наибольшее увеличение амплитуд приливных колебаний уровня, соответствующее уменьшению коэффициента сопротивления, наблюдается в Мезенском заливе, где оно составляет 12-20 см. Если теперь учесть, что сами по себе амплитуды приливных колебаний уровня в Мезенском заливе составляют 220-250 см, то относительное увеличение амплитуд получается не таким уж большим (примерно 7 %). Несколько меньшие положительные изменения амплитуд обнаруживаются в северной части Горла, южной части Воронки и в вершине Онежского залива. На остальной части Белого моря изменения амплитуд остаются либо положительными, хотя и небольшими по величине, либо становятся отрицательными.

Изменение фаз приливных колебаний уровня также невелики и не выходят за пределы $\pm 5^\circ$. Большие изменения фаз выявляются только в окрестности центра амфидроллии левого вращения в Горле. Среднее (по площади моря) изменения фаз равно 0.1° .

Предсказываемые изменения максимальной баротропной скорости (большой полуоси эллипса) приливного течения весьма единообразны. Положительные изменения (усиления скорости) происходят, главным образом,

в Мезенском заливе, в центральной части Горла и в окрестности амфидромии левого вращения. Их величины варьируют в пределах 4-8 см/с. Только в центральной части Мезенского залива они достигают 8-12 см/с. Положительные изменения отмечаются также в Соловецких Салмах и у Лямецкого берега Онежского залива. На остальных частях Белого моря изменения максимальной баротропной скорости остаются положительными, варьируясь в пределах 0-4 см/с. Отрицательные изменения имеют место только в виде отдельных пятен, разбросанных нерегулярным образом по всему Белому морю. Следует иметь в виду, однако, что наибольшие отрицательные изменения максимальной баротропной скорости (ее ослабление) составляют 2 см/с. Учитывая, что сами по себе максимальные скорости в районах отрицательных изменений близки к нулю, эти отрицательные изменения могут быть признаны значимыми. Положительные изменения, хотя и большие по величине, не превышают 10% от максимальной баротропной скорости как таковой, тем самым подтверждая заключение Дэвиса с соавторами (Aldridge, Davies, 1993; Davies, Lawrence, 1995), согласно которому вариации коэффициента сопротивления не оказывают заметного влияния на приливную циркуляцию. Среднее (по площади моря) изменения максимальной баротропной скорости составляет 2.5 см/с или в относительных единицах 4.7%.

Изменения (обоих знаков) среднего (за приливный цикл) горизонтального волнового переноса баротропной приливной энергии имеет локализованный характер. Положительные изменения наблюдаются в Мезенском заливе и в окрестностях Терского берега Воронки, отрицательные – в Горле и в отдельных районах Двинского, Кандалакшского Онежского заливов. Наибольшие положительные изменения приходятся на границу между Мезенским заливом и Воронкой, наибольшее отрицательные изменения – на Горло. На остальной части Белого моря преобладает небольшое усиление горизонтального волнового переноса, не превосходящее 10^4 Вт/м. Сравнивая это усиление с величиной самого переноса, убеждаемся, что его относительные изменения в общем невелики. Среднее (по площади моря) изменение горизонтального волнового переноса баротропной приливной энергии составляет 3.2×10^3 Вт/м или в относительных единицах 4.1%.

Положительные изменения средней (за приливной цикл) диссипации баротропной приливной энергии приурочены, главным образом, к восточной части Воронки, Горлу и Мезенскому и Онежскому заливам. Здесь они близки к 0.1 Вт/м². Только в Мезенском заливе положительные изменения превышают 0.2 Вт/м². Отрицательными изменениями охвачены Бассейн, а также Кандалакшский и Двинский заливы. Их значения, однако, малы (до -0.1 Вт/м²) и только на границе между Горлом и Бассейном они приближаются к -0.2 Вт/м². В целом, изменения диссипации, равно как и других составляющих бюджета баротропной приливной энергии, на порядок величины меньше самих составляющих.

Итак, средние (по площади моря) изменения амплитуд приливных колебаний уровня и максимальной баротропной скорости в Белом море получились меньшими средней квадратической векторной ошибки расчета этих характеристик. Последнее обстоятельство говорит о том, что в настоящее

время задание постоянного значения коэффициента сопротивления в Белом море в первом приближении оправдано. В будущем, однако, по мере появления приливных моделей нового положения, обеспечивающих более высокую точность расчета, учет пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна и, следовательно, коэффициента сопротивления станет необходимым. Настоящая работа в части, касающейся Белого моря, может рассматриваться как один из возможных подходов к такому учету.

4.2 Норвежское, Гренландское и Баренцево моря

Коэффициент сопротивления имеет тенденцию к увеличению в Печорском море (юго-восточная часть Баренцева моря), вблизи Скандинавского полуострова и островов Новой Земли и в Норвежском, и Гренландском морях. Его увеличение на мелководье не является неожиданным: обратная зависимость коэффициента сопротивления от относительной (нормированной на гидродинамическую шероховатость дна) локальной глубины на промежуточных глубинах и вообще на всех глубинах, где вертикальный профиль скорости описывается логарифмическим законом, сообщалось Мофельдом (Mofjeld, 1988) и позднее Улманом и Вильсоном (Ulman, Wilson, 1988). Однако увеличение коэффициента сопротивления в глубоководных частях Норвежского и Гренландского морей действительно неожиданно. Оно вызвано обратной зависимостью коэффициента волнового трения от волнового числа Россби и уменьшением скоростей приливного течения в глубоководных частях морей. Такая зависимость при постоянной гидродинамической шероховатости дна приводит к уменьшению числа Россби, а оно, в соответствии с принятыми законами сопротивления, – к увеличению коэффициента волнового трения и, следовательно, коэффициента сопротивления. Это увеличение можно было бы исключить, задав меньшее значение гидродинамической шероховатости дна в глубоководной подобласти и тем самым предполагая, что морское дно в глубоководных частях Норвежского и Гренландского морей является гидродинамически гладкими.

Отметим также уменьшение (по сравнению с контрольным значением 5×10^{-3}) коэффициента сопротивления вблизи входа в Белое море, которое известно своими сильными течениями, на Шпицбергенской банке и к северо-востоку от м. Канин, где наблюдаются большие скорости.

Переходя к обсуждению изменений амплитуд приливных колебаний уровня, обратим внимание на положительные относительные изменения, охватывающие почти всю акваторию Норвежского и Гренландского морей, часть Печорского моря и широкую полосу, протянувшуюся от о-вов Новая Земля до арх. Земля Франца Иосифа. Прибрежная зона Норвежского моря и часть Печорского моря заняты отрицательными относительными изменениями. Они ориентированы в общем в зональном направлении, варьируя от почти нулевых значений вблизи арх. Земля Франца Иосифа до максимальных значений, равных -0.05 , и затем вновь уменьшаются до -0.01 . В среднем относительные изменения амплитуд составляют ± 0.01 и только иногда достигают ± 0.05 , оставаясь в пределах шума модели.

Максимальные положительные абсолютные изменения фаз приливных колебаний уровня обнаруживаются вблизи центра амфидромии левого

вращения на Шпицбергенской банке и в Печорском море. Отрицательные абсолютные изменения фаз охватывают Норвежское и Гренландское моря и южную часть Баренцева моря. Типичные абсолютные изменения фаз меньше $\pm 20^\circ$, т.е. они, как и типичные изменения амплитуд, находятся в пределах точности модельных предсказаний.

То же самое можно сказать и в отношении относительных изменений максимальной баротропной скорости приливной скорости. Они малы почти всюду, кроме Печорского моря и прибрежной полосы Баренцева моря, соседствующей с о-вами Новая Земля, и достигают здесь ± 0.5 . Для сравнения: относительные изменения максимальной баротропной скорости на преобладающей части акватории этих морей остаются в пределах ± 0.05 и только редко превышают ± 0.2 .

Для относительных изменений среднего (за приливный цикл) горизонтального волнового переноса баротропной приливной энергии характерно их увеличение до ± 0.5 в Норвежском и Баренцевом морях. Иначе говоря, его относительные изменения могут иметь одинаковый порядок величины с самим горизонтальным волновым переносом энергии. Отметим также пятнистую структуру относительных изменений величины горизонтального волнового переноса энергии в Гренландском море. Здесь относительные изменения составляют ± 0.10 .

Если относительные изменения горизонтального волнового переноса энергии, индуцируемые пространственной неоднородностью гидродинамической шероховатости дна, велики, то относительные изменения средней (за приливный цикл) диссипации баротропной приливной энергии также должны быть значительными. На основной части Баренцева моря они составляют ± 0.3 . В Норвежском и Гренландском морях отмечаются отдельные подобласти, в которых относительные изменения диссипации достигают 1.0. Такие подобласти встречаются в южной части Норвежского моря и в прибрежной полосе, протянувшейся вдоль о-вов Новая Земля в направлении п-ва Канин.

Суммируя сказанное, заключаем, что, в отличие от динамических характеристик, к которым относятся амплитуда и фаза приливных колебаний уровня и максимальная баротропная скорость приливного течения, энергетические характеристики (горизонтальный волновой перенос и диссипация баротропной приливной энергии) подвержены весьма значительным изменениям за счет горизонтальной неоднородности гидродинамической шероховатости дна.

В заключении сформулированы основные результаты работы. К ним можно отнести следующие:

1. Модифицирована трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 путем добавления модуля, обеспечивающего определение коэффициента сопротивления по известным значениям безразмерных параметров подобия – волнового числа Россби, потокового числа Рейнольдса и относительной (нормированной на приливную) инерционной частоты. Определение коэффициента сопротивления производится с помощью законов сопротивления, полученных для осциллирующего вращающегося

турбулентного ППС над гидродинамически шероховатой, неполностью шероховатой (гладко-шероховатой) и гладкой подстилающими поверхностями.

2. Изучено влияние Белого моря на приливы в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна. Показано, что одни только данные береговых, островных и пелагических измерений уровня, а также наблюдаемые значения параметров эллипсов баротропной скорости не являются достаточными для точного установления местоположения области влияния Белого моря. Перечисленные данные позволяют лишь установить, что область влияния Белого моря распространяется на восточную часть Баренцева моря. Более точных указаний на этот счет из них извлечь не удастся.

3. Выполнено сравнение результатов численных экспериментов по динамике приливов в системе окраинных морей Северо-Европейского бассейна, включая Белое море (контрольный эксперимент), и в той же системе без Белого моря (в этом случае на входе в Белое море ставится условие непротекания). Средняя квадратическая абсолютная векторная ошибка расчета приливных колебаний уровня в Баренцевом море принимается соответствующей контрольному эксперименту (в нем она составила 9.8 см). В результате выяснилось, что область влияния Белого моря охватывает только юго-восточную часть Баренцева моря (т. н. Печорское море).

4. Еще один численный эксперимент выполнялся при задании на входе в Белое море наблюдаемых значений приливных колебаний уровня. Сравнение решений, полученных в контрольном и альтернативном эксперименте, показывает, что такое задание обеспечивает вполне приемлемую точность предсказаний: наиболее часто встречающиеся разности решений в обоих численных экспериментах составляют ± 1 см для амплитуд, $\pm 1^\circ$ для фаз приливных колебаний уровня и ± 1 см/с для максимальных скоростей баротропного приливного течения. Это обстоятельство позволяет упростить задачу, сведя ее к раздельному решению двух задач в подсистемах окраинных морей Северо-Европейского бассейна без Белого моря и отдельно в Белом море.

5. Моделирование приливов в Белом море с учетом пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна показывает, что этот фактор не приводит к радикальной реорганизации динамики и энергетики приливов. Иначе говоря, на современном этапе развития динамики приливов использование в Белом море постоянного коэффициента сопротивления оправдано. Учет пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна и, следовательно, коэффициента сопротивления станет необходимым в будущем, когда появятся приливные модели нового поколения, способные обеспечить более высокую точность определения приливных характеристик.

6. Несколько иная ситуация складывается в подсистеме окраинных морей Северо-Европейского бассейна без Белого моря. В этом случае изменения динамических характеристик (амплитуды и фазы приливных колебаний уровня и максимальной скорости баротропного течения) по-прежнему получают в пределах шума модели, тогда как изменения энергетических характеристик (горизонтального волнового переноса и диссипации баротропной приливной

энергии) – нет. Их изменения имеют одинаковые порядки величины с самими энергетическими характеристиками. Это означает, что принятая сейчас концепция постоянного коэффициента сопротивления оправдана лишь частично: она верна для динамики приливов в рассматриваемой подсистеме и нуждается в ревизии для энергетики приливов.

Публикации по теме диссертации

Статьи в изданиях из перечня ВАК:

1. Kagan B.A., Sofina E.V., Rashidi E.H.A. The impact of the spatial variability in bottom roughness on tidal dynamics and energetics, a case study: the M2 surface tide in the North European Basin. *Ocean Dynamics*, 2012, 62, 1425-1442. doi: 10.1007/s10236-012-0571-3

2. Каган Б.А., Тимофеев А.А., Рашиди Э.Х.А.. Влияние пространственной неоднородности коэффициента сопротивления на динамику поверхностного M₂ прилива в Белом море. *Известия РАН, физика атмосферы и океана*, 2012, т. 48, №4, 487-500.

3. Каган Б.А., Софьина Е.В., Рашиди Э.Х.А. Чувствительность приливной динамики к пространственной изменчивости гидродинамической шероховатости дна на примере Печорского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*, 2012, т. 5, № 3, 4-11.

4. Каган Б.А., Софьина Е.В., Рашиди Э.Х.А. О влиянии Белого моря на приливы в соседних окраинных морях Северо-Европейского бассейна. *Известия РАН, физика атмосферы и океана*, 2013, т. 49, № 1, 107-123.

5. Каган Б.А., Софьина Е.В., Рашиди Э.Х.А. Область влияния Белого моря в задаче о динамике приливов в соседних окраинных морях. *Навигация и гидрография*, 2012, № 34, 75-78.

Публикации в материалах конференций:

Каган Б.А., Софьина Е.В., Рашиди Э.Х.А. Изменения динамики и энергетики приливов, индуцируемые пространственной неоднородностью гидродинамической шероховатости дна, на примере Северо-Европейского бассейна // *Сб. докл. Труды XI всероссийской конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики” / ГА. СПб. 2012. С. 235-237.*

Публикации в международном сетевом журнале:

Kagan B.A., Sofina E.V., Rashidi E.H.A. How Sensitive Tidal Dynamics and Energetics are to Hydrodynamical Properties of Bottom, a Case Study: The White Sea. *SciTopics*. Retrieved September 14, 2010, 1-4, from <http://www.scitopics.com>

Подписано в печать 26.04.13 Формат 60x84 1/16 Печ. л. 1,0
Тираж 100 Заказ 28/04 Цифровая печать

Отпечатано в типографии «Фалкон Принт»
(197101, г. Санкт-Петербург, ул. Большая Пушкарская, д. 54, офис 2)