

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи

УДК [551.466.7:551.467.7].072(268.5)

Софьина Екатерина Владимировна

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИЛИВНОГО ДРЕЙФА ЛЬДА
И ИНДУЦИРУЕМЫХ ЛЬДОМ ИЗМЕНЕНИЙ
ПРИЛИВНОЙ ДИНАМИКИ И ЭНЕРГЕТИКИ
НА СИБИРСКОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ШЕЛЬФЕ**

Специальность 25.00.28 – Океанология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Санкт-Петербург

2008

Работа выполнена в Российском государственном
гидрометеорологическом университете

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук, профессор
Каган Борис Абрамович

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, профессор
Тимохов Леонид Александрович

Арктический и антарктический научно-исследовательский
институт

доктор физико-математических наук
Бортковский Роман Семенович

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова

Ведущая организация:

Санкт-Петербургский государственный университет

Защита состоится «20» ноября 2008 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 проспект, 98

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Российского
государственного гидрометеорологического университета

Автореферат разослан «15» октября 2008 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат географических наук

Воробьев В.Н.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. Проблема приливного дрейфа льда важна как с познавательной, так и с практической точек зрения. Особую значимость она приобретает на Сибирском континентальном шельфе – районе, обладающем большой экономической и экологической ценностью. В частности, прогнозирование приливного дрейфа льда и связанных с ним приливных сжатий и разрежений ледяного покрова важно для надежного функционирования морской транспортной системы, уменьшения затрат на арктические грузоперевозки, снижения рисков ледового пленения и разрушения морских судов, ледовых причалов, нефтяных эстакад и других сооружений, используемых при эксплуатации Сибирского континентального шельфа.

Как это ни странно, несмотря на всю свою очевидную актуальность, названная проблема не привлекла должного внимания. На сегодняшний момент имеется только несколько моделей приливного дрейфа льда [Каган, 1967; Хейсин, Ивченко, 1973, 1974; Kowalik, 1981; Kowalik, Proshutinsky, 1991; Прошутинский, 1993]. При этом модель, представленная в работе [Каган, 1967], не учитывает существование внутренних напряжений в ледяном покрове и соответственно боковой обмен импульсом между ледяными полями и сопротивление ледовому сжатию. В модели [Хейсин, Ивченко, 1973, 1974] этот недостаток был устранен. Однако использование в ней заданных гармонических постоянных приливных колебаний уровня на береговом контуре представляется неприемлемым для Сибирского континентального шельфа из-за недостаточности данных наблюдений. Модели [Kowalik, 1981; Kowalik, Proshutinsky, 1991; Прошутинский, 1993] лишены отмеченных выше недостатков. Однако вместо трехмерной авторы используют двумерную модель, в которой, как и во всех двумерных моделях, касательное напряжение на границе вода-лед представляется пропорциональным разности скорости дрейфа льда и средней по вертикали (баротропной) скорости приливного течения (вместо локальной скорости в подледном слое, как должно быть), а сдвиг фаз между напряжением трения и баротропной скоростью приливного течения считается равным нулю. Двумерность этих

моделей, а также предположение о постоянстве характеристик турбулентности по вертикали и во времени, сделанное в моделях [Каган, 1967; Хейсин, Ивченко, 1973, 1974], позволяют получить только качественные, но не количественные оценки характеристик приливного дрейфа льда.

С момента публикации перечисленных выше работ появилось много новых данных, позволивших уточнить сложившиеся представления о структуре приливов и топографии дна в исследуемом районе, и, как следствие, выявить новые особенности пространственной структуры приливов и приливного дрейфа льда на Сибирском континентальном шельфе. Следует отметить также, что принятое в [Kowalik, Proshutinsky, 1991; Прошутинский, 1993] горизонтальное разрешение представляется неприемлемо грубым (до 55.55 км). Это затрудняет получение детальной картины изучаемых явлений.

В отличие от цитируемых работ, мы воспользовались модифицированной версией трехмерной конечно-элементной гидротермодинамической модели *QUODDY-4* [Ip, Lynch, 1995]. Модификация изначальной модели сводилась к добавлению модуля приливного дрейфа льда, описанию зависимости коэффициента сопротивления от гидродинамических свойств морского дна и учету эффектов статического прилива. Горизонтальное разрешение у береговой линии и на поднятиях дна составляет 2.5 км, тем самым способствуя повышению точности результатов моделирования. Модель *QUODDY-4* оснащена современной $2^{1/2}$ -схемой турбулентного замыкания, обеспечивающей более реалистические оценки напряжения трения на границах раздела вода-лед и вода-дно а, значит, характеристик приливного дрейфа льда и индуцируемых им изменений приливной динамики. Внутренние напряжения во льду описываются континуальным вязко-упругим приближением, учитывающим как боковое взаимодействие между льдинами, так и сопротивление ледовому сжатию. Все это дает возможность устранить ограничения, присущие перечисленным выше моделям.

Целью диссертационной работы является реализация модели приливного дрейфа льда, в которой приливный дрейф льда рассматривается как элемент трехмерной приливной динамики в

море, покрытом дрейфующим льдом, и получение на ее основе детальной информации о приливном дрейфе льда и индуцируемых льдом изменениях динамики и энергетики приливов (волна M_2) на Сибирском континентальном шельфе. Говоря о приливном дрейфе льда, мы имеем в виду информацию не только о скорости приливного дрейфа льда, но и о приливных вариациях сплоченности ледяного покрова, давлении ледового сжатия и зонах приливных сжатий/разрежений льда. Дополнительно требуется воспроизвести суммарный приливный дрейф льда, соответствующий линейной суперпозиции гармоник M_2 , S_2 , K_1 и O_1 приливообразующей силы, и реконструировать индуцируемые льдом максимальные (за тропический месяц, т.е. за 27.322 средних солнечных суток) изменения динамики и энергетики суммарных приливных движений. Это необходимо прежде всего потому, что позволяет учесть сосуществование нескольких приливных волн, и, стало быть, дает возможность оценить эффект нелинейного взаимодействия между отдельными гармониками прилива. Какова его величина, заранее неизвестно. Решение этой задачи позволяет составить ясное представление о роли нелинейного взаимодействия в формировании приливной динамики и энергетики Сибирского континентального шельфа.

Для достижения поставленных целей предполагается решить следующие задачи:

1) описать приливный дрейф льда и приливную динамику на Сибирском континентальном шельфе, используя модифицированную версию конечно-элементной гидротермодинамической модели *QUODDY-4*, в которой учитываются влияние горизонтально-неподвижного и дрейфующего ледяного покрова, зависимость коэффициента сопротивления в придонном слое и эффекты статического прилива;

2) воспроизвести с высоким пространственным разрешением трехмерную структуру прилива на Сибирском континентальном шельфе;

3) оценить предельные изменения трехмерной структуры приливного потока на Сибирском континентальном шельфе,

обусловленные горизонтально-неподвижным ледяным покровом (припайным льдом);

4) предвычислить приливный дрейф льда – его скорость, направление, приливные вариации сплоченности льда и давление ледового сжатия, – а также индуцируемые дрейфующим льдом изменения приливной динамики и энергетики в окраинных морях Сибирского континентального шельфа и выявить зоны приливных сжатий и разрежений льда;

5) рассчитать остаточный приливный дрейф льда, вызванный нелинейным взаимодействием приливных колебаний льда между собой и с приливными колебаниями скорости течения в подледном слое;

6) оценить вклад нелинейного взаимодействия между отдельными гармониками суммарного прилива и суммарного приливного дрейфа льда в формировании приливной динамики и энергетики на Сибирском континентальном шельфе;

7) оценить приливный ледообмен между Центральной Арктикой и Сибирским континентальным шельфом;

8) исследовать чувствительность динамики и энергетики приливов на Сибирском континентальном шельфе к изменению гидродинамических свойств морского дна, учитывая, что придонное трение является одним из определяющих факторов в формировании приливов в мелководных окраинных морях и что от его описания зависит адекватность полученных результатов;

9) с помощью численного эксперимента для объединенной системы Центральная Арктика – окраинные моря Сибирского континентального шельфа обосновать адекватность использования региональной модели;

10) оценить сезонную изменчивость приливных констант на акватории Северного Ледовитого океана, учитывая, что толщина льда в Центральной Арктике и на Сибирском континентальном шельфе различны и ледяной покров в них отличается по своим свойствам.

Научная новизна работы заключается в следующем: впервые для безледных условий на Сибирском континентальном шельфе получено распределение коэффициента сопротивления (ранее он принимался постоянным). Впервые приливный дрейф льда и

индуцируемые льдом изменения динамики и энергетики приливов на Сибирском континентальном шельфе рассмотрены как элементы трехмерной приливной динамики в ледовитом море (в море, покрытом льдом). Использована трехмерная гидротермодинамическая модель, обеспечивающая более реалистичные (чем принятые ранее) оценки напряжения трения на границах раздела вода-лед и вода-дно, а значит, и характеристик приливной динамики и приливного дрейфа льда. Впервые отмечен тот факт, что наличие припайного и дрейфующего льдов на Сибирском континентальном шельфе может приводить к увеличению амплитуд и уменьшению фаз приливных колебаний уровня, и соответственно к увеличению баротропной и поверхностной скоростей приливных течений из-за перестройки поля приливных колебаний уровня, вызванной смещением амфидромий.

Практическая значимость работы. Результаты работы могут найти применение при выполнении следующих федеральных целевых программ и подпрограмм: «Международные транспортные коридоры» в части, касающееся оптимизации транспортного процесса и снижения транспортных издержек, «Исследование природы Мирового океана», «Военно-стратегические интересы России в Мировом океане», «Освоение и использование Арктики» в части, касающейся соответственно надежного функционирования морской транспортной системы, обеспечения поставки товаров в Арктику и изучения и освоения ресурсов Мирового океана, и «Гидрометеорологическое обеспечение безопасной жизнедеятельности и рационального природопользования». Они могут оказаться полезными также при достижении целей Международного Полярного Года (2007 – 2008 гг.).

Основные положения, выносимые на защиту:

- 1) результаты моделирования (пространственная структура приливного дрейфа льда и индуцируемых льдом изменений динамики и энергетики приливов на Сибирском континентальном шельфе);
- 2) физическая интерпретация полученных результатов при наличии дрейфующего и припайного льдов;

3) выявление местоположений квазипостоянных зон приливных сжатий и разрежений льда на Сибирском континентальном шельфе;

4) определение среднего (за тропический месяц) приливно-ледообменного между Центральной Арктикой и Сибирским континентальным шельфом;

5) оценки сезонной изменчивости приливных констант в Северном Ледовитом океане.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на научных семинарах кафедры комплексного управления прибрежной зоной РГГМУ (г. Санкт-Петербург, Российский государственный гидрометеорологический университет, 2006, 2007, 2008); на итоговой сессии Ученого совета РГГМУ (г. Санкт-Петербург, Российский государственный гидрометеорологический университет, 2007); на международном симпозиуме «Физика атмосферы: наука и образование» (г. Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет 2007); на научно-практической конференции «Молодежь в реализации национальных проектов и Морской доктрины Российской Федерации» (г. Санкт-Петербург, Ленэкспо, 2007) и на Конференции молодых ученых, посвященной 70-летию дрейфа «СП-1» (г. Москва, Институт прикладной геофизики им. Е.К. Федорова 2008).

По теме диссертации опубликовано 6 работ, из них три в рецензируемых журналах из списка ВАК.

Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 07-05-00290-а).

Личный вклад автора: реализация модели приливно-дрейфа льда на Сибирском континентальном шельфе, а также для системы Центральная Арктика – окраинные моря Сибирского континентального шельфа; выполнение моделирования и графических построений.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения. Ее объем 140 стр., включая 104 стр. машинописного текста, 48 рис. и 1 табл. Список использованных источников содержит 72 наименования, список сокращений – 6 наименований.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обосновывается актуальность темы, формулируется цель и основные задачи исследования, отмечается научная новизна и практическая значимость работы, приводятся основные положения, выносимые на защиту.

В первой главе дается описание существующего подхода к моделированию приливного дрейфа льда. Приводится обзор работ, посвященных или в какой-то мере связанных с проблемой приливного дрейфа льда. Обсуждаются различные гидродинамические модели и типы реологий, используемые для описания приливного дрейфа льда, а также полученные на их основе результаты.

Вторая глава посвящена обсуждению принятой модели приливного дрейфа льда. Для описания приливной динамики используется трехмерная конечно-элементная гидротермодинамическая модель *QUODDY-4*. В ее основе лежат трехмерные уравнения гидротермодинамики океана в сферических координатах. Используются приближения Буссинеска и гидростатики. Океан считается вертикально однородным. Вертикальный турбулентный перенос субстанций описывается современной $2^{1/2}$ -уровневой схемой турбулентного замыкания Меллора и Ямады. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии рассчитываются по известной формуле Смагоринского. Напряжение придонного трения параметризуется квадратичным законом сопротивления, определяемым в предположении о логарифмическом распределении скорости в придонном слое.

Исходная система уравнений и граничных условий сводится к волновому уравнению, для чего преобразованная система уравнений и краевых условий интегрируется с использованием аппроксимации базисных и пробных функций на простых призматических конечных элементах (метод Галеркина). Дискретизация по времени осуществляется с помощью полунявной схемы, предусматривающей, что все члены в уравнениях, описывающие эффекты горизонтальной адвекции и диффузии, относятся к предыдущему временному слою. В результате эволюционные уравнения для зависимых переменных,

в том числе уравнения для кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и масштаба турбулентности, решаются в каждой узловой точке как одномерные (в вертикальном направлении) неоднородные обыкновенные дифференциальные уравнения.

На жидкой границе задаются колебания уровня, а нормальные производные для всех искомым переменных полагаются равными нулю. На твердой границе – условие непротекания для нормальных и условие скольжения без трения для касательных составляющих скорости. Нормальные потоки характеристик турбулентности принимаются равными нулю. В начальный момент времени считается, что океан находится в условие покоя.

Жидкая граница исследуемой области принимается совпадающей с изобатой 300 м, проходящей через прол. Карские Ворота и Берингов прол., твердая граница – совпадающей с линией берега. Глубины заимствуются из архива *IBCAO* [<http://www.ibcao.org/>], имеющего одноминутное горизонтальное разрешение, приливные колебания уровня на открытой границе – из высокоразрешающей арктической приливной модели [Padman, Egofoeva, 2004]. Горизонтальное разрешение задается варьирующим от 2.57 км у берега до 60.66 км у жидкой границы. Толща моря делится на 20 слоев неодинаковой толщины, тем самым определяя вертикальное разрешение. Шаг по времени принимается различным в зависимости от характера решаемой задачи. Применительно к полусуточной волне M_2 в безледном море и в море, покрытом горизонтально-неподвижным льдом, он полагается равным 174.65 с, в море, покрытом дрейфующим льдом, – 87.33 с, а при моделировании суммарного прилива – 60 с.

Учет эффектов статического прилива производится стандартным образом.

Вводятся различные законы сопротивления для гидродинамически шероховатого, неполностью шероховатого (гладко-шероховатого) и гладкого дна. Напомним, что обычно придонное трение параметризуется квадратичным законом сопротивления. При этом считается, что коэффициент сопротивления остается неизменным в горизонтальной плоскости, а сдвиг фаз между напряжением придонного трения и скоростью приливного течения на верхней границе придонного пограничного

слоя (ППС) или баротропной скорости, если используется двумерная модель, отсутствует. Ни одно из этих предположений не имеет строгого обоснования. Более того, как было показано в [Каган, Романенков, 2006], они могут быть причиной неизбежных ошибок при определении напряжения придонного трения, причем ошибки зависят от локальной глубины таким образом, что они тем больше, чем меньше локальная глубина.

Согласно [Каган, 2005], коэффициент сопротивления и сдвиг фаз между напряжением придонного трения и скоростью течения на верхней границе ППС вращающегося осциллирующего турбулентного потока зависят от трех безразмерных параметров: волнового числа Россби $Ro^r = U_\infty / \sigma z_0^r$, волнового числа Рейнольдса $Re = U_\infty^2 / \sigma \nu$ и относительной инерционной частоты f / σ . Здесь U_∞ – амплитуда скорости приливного течения на верхней границе ППС, z_0^r – отсчетное значение параметра шероховатости (его значение в случае неподвижного дна), σ и f – приливная и инерционная частоты и $\nu = 1.2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ – коэффициент кинематической вязкости морской воды. Если теперь определить коэффициент волнового трения как $f_w = 2(U_* / U_\infty)^2$, где U_* – амплитуда скорости трения, и учесть, что коэффициенты волнового трения f_w и сопротивления c_D^b однозначно связаны между собой, причем коэффициент волнового трения f_w и сдвиг фаз ϕ_0 между напряжением придонного трения и скоростью течения на верхней границе ППС над гидродинамически неполностью шероховатым дном определяются выражениями

$$\left[A^2 + \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \begin{cases} \lg 2^{-5/2} \kappa - \lg \frac{1}{4\sqrt{f_w}} - \lg \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right) - \lg \left(\frac{1}{Ro^r} + \frac{0.63}{4\sqrt{f_w}} \frac{1}{Re} \right), & \text{при } \delta_h < h \\ \lg \frac{h}{z_0^r}, & \text{при } \delta_h \geq h \end{cases}$$

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

где δ – толщина ППС, задаваемая равенством $\delta = \kappa f_w z_0^r \text{Ro}^r / \left(1 + \frac{f}{\sigma}\right)$, $A = 0.92$, $B = 1.38$ и $C = 2.17$ – числовые константы, $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана.

Отсюда в частных случаях (при конечных Ro^r и $\text{Re} \rightarrow \infty$ и, напротив, при конечных Re и $\text{Ro}^r \rightarrow \infty$) следуют законы сопротивления для вращающихся осциллирующих турбулентных потоков над гидродинамически шероховатым и гладким морским дном. Приведенные выражения для коэффициента волнового трения и сдвига фаз встраиваются в качестве отдельного модуля в первоначальную версию модели *QUODDY-4*, и ее модифицированная версия используется для оценки изменений динамики и энергетики полусуточного прилива (волна M_2), порождаемых изменениями гидродинамических свойств морского дна на Сибирском континентальном шельфе. В качестве контрольного эксперимента используется случай с общепринятым значением коэффициента сопротивления, равным 0.003.

Модификация исходной версии модели *QUODDY-4* в случае подвижного ледяного покрова производится посредством введения модуля приливного дрейфа льда. При этом считается, что:

- ледяной покров является горизонтально-изотропным и рассматривается в континуальном приближении;
- реологические свойства морского льда зависят от структуры ледяного покрова, температуры и прикладываемой нагрузки. Для зимнего сезона и для малых внутренних напряжений, возникающих при приливном дрейфе льда, целесообразнее использовать вязко-упругую реологию. В ней принимается, что ледяной покров сопротивляется сжатию как упругое твердое тело, а боковой обмен импульсом между ледяными полями может быть описан так же, как это делается для горизонтального турбулентного трения в вязкой жидкости;

- давление ледового сжатия есть функция сплоченности льда и подчиняется политропическому соотношению, а сам ледяной покров может быть представлен в виде сплошной гибкой мембраны, свободно совершающей вертикальные перемещения вслед за изменением уровня моря и ограничивающей движение жидкости в горизонтальной плоскости;

- зависимой переменной является не сплоченность, а поверхностная масса льда, в результате чего сплоченность льда определяется не как обычно из прогностического уравнения для этой переменной, а из диагностического соотношения, связывающего поверхностную массу и сплоченность льда, – процедура, позволяющая отказаться от физически недопустимого изменения горизонтальной дивергенции скорости дрейфа льда в том случае, когда сплоченность льда превосходит ее верхнее предельное значение, равное 1.

Тогда уравнения для приливного дрейфа льда в континуальном вязко-упругом приближении сводятся к решению следующей начально-краевой задачи:

$$\frac{\partial}{\partial t} m_i \vec{v}_i + f \mathbf{k} \times m_i \vec{v}_i + g m_i \nabla (\zeta - \zeta^+) + \vec{\tau}_i = -k_p \left(\frac{N}{N_0} \right)^{\alpha-1} \nabla N + \vec{F}_i,$$

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} + \nabla \cdot m_i \vec{v}_i = 0,$$

$$\frac{\partial \vec{v}_i}{\partial n} = 0, \quad \frac{\partial m_i}{\partial n} = 0 \text{ на жидкой границе,}$$

$$\vec{v}_i \cdot \mathbf{n} = 0, \quad \frac{\partial}{\partial s} \vec{v}_i \cdot \mathbf{s} = 0 \text{ на твердой границе,}$$

$$\vec{v}_i = 0, \quad m_i = m_0 \text{ в начальный момент времени,}$$

где \vec{v}_i – скорость дрейфа льда, $m_i = N \rho_i h_i$ – поверхностная масса льда, h_i – толщина льда, N – сплоченность льда, N_0 – равновесное значение сплоченности, превышение которой сопряжено с возникновением внутренних напряжений в ледяном покрове, ζ и ζ^+ – фактические и статические приливные колебания уровня,

$\vec{\tau}_i = \rho \mathbf{c}_D^s \left| \vec{v}_s - \vec{v}_i \right| \left(\vec{v}_s - \vec{v}_i \right)$ – напряжение трения в подледном

логарифмическом слое, \vec{v}_s – локальная скорость течения на расстоянии 1 м от нижней поверхности льда, c_D^s – коэффициент сопротивления в подледном слое, $\vec{F}_i = m_i (\vec{v}_i \nabla) \vec{v}_i + k_i \nabla m_i \nabla \vec{v}_i$ – комбинация членов, характеризующих адвекцию импульса и боковой («вязкий») обмен импульсом, $k_i = 2 \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ – коэффициент горизонтальной вязкости во льду, k_p , равный $\chi p_s N_0$, при $\partial N/\partial t > 0$ и 0 при $\partial N/\partial t \leq 0$, – коэффициент ледового сжатия, $\chi = 5$ – показатель политропы, $p_s = p_{s0} (N/N_0)^\chi$ – давление ледового сжатия (его зависимость от толщины льда описывается введением множителя m_i/m_4), $p_{s0} = 10^4 \text{ Н/м}$ – отсчетное значение давления ледового сжатия, ρ и ρ_i – плотность воды и льда соответственно, f – параметр Кориолиса, g – ускорение свободного падения, k – единичный вектор, ориентированный вертикально вверх, n и s – единичные векторы нормали и касательной к границе и t – время.

Выписанная система уравнений и краевых условий после предварительных ее преобразований, аналогичных принятым в безледном море, встраивается в качестве отдельного модуля в трехмерную конечно-элементную гидротермодинамическую модель *QUODDY-4*. Тем самым предполагается, что над самым верхним слоем моря располагается еще один слой, толщина которого принимается равной толщине льда. Этому слою приписываются двумерные уравнения для приливного дрейфа льда и соответствующие краевые условия. Дискретизация этих уравнений по горизонтали и времени производится так же, как и приливных уравнений для моря. Взаимодействие приливной модели для моря и модуля приливного дрейфа льда осуществляется за счет силы трения в подледном слое и силы горизонтального градиента уровня, участвующих в балансе сил для приливного дрейфа льда. В результате приливная модель для моря заимствует из модуля приливного дрейфа льда информацию о скорости и направлении приливного дрейфа льда, необходимую для определения напряжения трения в подледном слое, а модуль приливного дрейфа льда использует из приливной модели для моря информацию о приливных колебаниях уровня и ближайшей

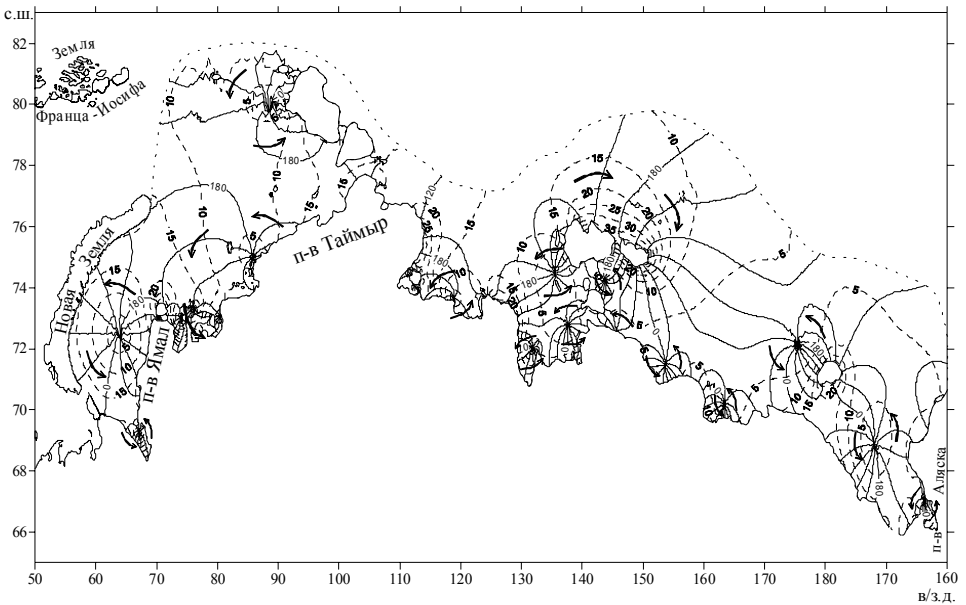
(к границе раздела вода-лед) скорости приливного течения. Так производится обмен информацией и осуществляется взаимодействие отдельных компонентов системы море-лед. Движение в самой системе возникает благодаря поступлению или стоку приливной энергии из соседней Центральной Арктики, определяемых приливыми колебаниями уровня на открытой границе, и действию приливообразующей силы.

Уравнения модели интегрируются по времени до установления квазипериодического режима, при котором относительные изменения средних (за приливный цикл) составляющих бюджета приливной энергии не выходят за пределы 5%. При отсутствии льда в однородном море это условие для волны M_2 выполняется по истечении 19 приливных циклов, при наличии дрейфующего льда – 29 приливных циклов. После установления квазипериодического режима интегрирование продолжается еще в течение одного приливного цикла, после чего оно прекращается, и производится гармонический анализ полученного решения.

Третья глава посвящена анализу полученных результатов моделирования на Сибирском континентальном шельфе. Детальная приливная карта волны M_2 на Сибирском континентальном шельфе в безледном море (рис. 1) согласуется с эмпирической приливной картой, приведенной в [Дворкин, 1970], и данными вычислений, выполненными в рамках других приливных моделей [Дворкин, Каган, Клещева, 1972; Schwiderski, 1979, 1982; Gjevik, Straume, 1989; Kowalik, 1981; Kowalik, Proshutinsky, 1991; Прошутинский, 1993; Поляков, Дмитриев, 1994; Lyard, 1997; Egbert, Erofeeva, 2002; Padman, Erofeeva, 2006]. Обнаружены и новые особенности пространственной структуры приливов. К таковым можно отнести две амфидромии левого вращения в Карском море (в Байдарацкой губе и к западу от о. Октябрьской Революции), три амфидромии левого вращения в прибрежной полосе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, амфидромию левого вращения к северо-западу от о. Врангеля, вторую амфидромию левого вращения у южной границы Чукотского моря.

Сравнение модельных значений амплитуд и фаз приливных колебаний уровня в безледном море с данными наблюдений на 68

континентальных и островных пунктах регистрации уровня [Таблицы приливов, 1958; Admiralty Tide Tables, 1998] показало, что средняя квадратическая абсолютная и относительная ошибки расчета приливных колебаний уровня равны 3.3 см и 28.5 % соответственно. Аналогичные оценки для моделей Фербенкского [Kowalik, Proshutinsky, 1991] и Орегонского [Padman, Egofeeva, 2006] университетов составляют 5.7 см, 42.6 % и 3.8 см, 34.6 % соответственно. Как видно, привлечение региональной (вместо глобальной) приливной модели *QUODDY-4* повышает точность расчета.



Пунктирные линии – изоамплитуды; сплошные – котидали; точечная кривая – жидкая граница; направление вращения изофаз в амфидромиях указано стрелками

Рисунок 1 – Приливная карта волны M_2 в безледном море

Выполнены численные эксперименты, имеющие своей целью исследовать чувствительность решения к изменению гидродинамических свойств морского дна на Сибирском континентальном шельфе. Как выясняется, пространственное распределение коэффициента сопротивления в случаях

гидродинамически шероховатого, неполностью шероховатого и гладкого дна испытывает весьма заметные изменения с локальным его увеличением на Центральном Карском плато. Кроме этого района, на всей остальной акватории Сибирского континентального шельфа отмечается уменьшение коэффициента сопротивления, минимальное значение которого может быть более чем в 4 раза, меньше стандартного (0.003). Показано, что в реальном бассейне, каковым является Сибирский континентальный шельф, нет однозначного соответствия между гидродинамическими свойствами морского дна и изменениями динамики и энергетики приливов. Реакция приливных характеристик на смену гидродинамических свойств морского дна весьма ощутима. В среднем по площади Сибирского континентального шельфа происходят увеличение амплитуд и уменьшение фаз приливных колебаний уровня, составляющие 0.3 см и -1.8° в случае шероховатого дна, 0.62 см и -2.97° в случае неполностью шероховатого дна и 0.64 см и -3.03° в случае гладкого дна, тогда как в локальных районах обнаруживаемые изменения могут отличаться не только по величине, но и по знаку.

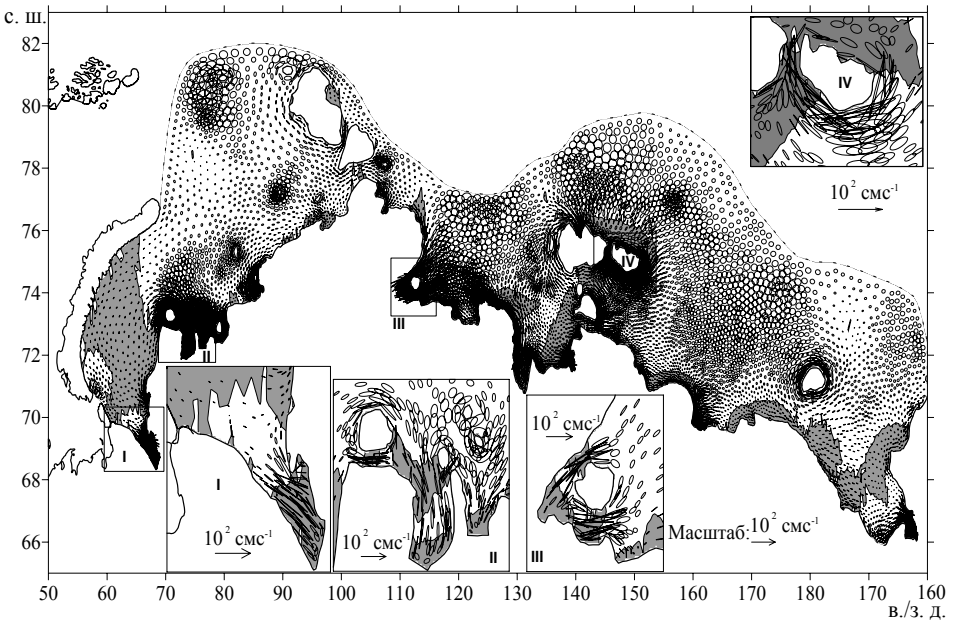
Влияние горизонтально-неподвижного ледяного покрова (такое представление ледяного покрова соответствует условиям припайных льдов) на динамику приливов не так однозначно, как его можно было представить себе заранее. Известно, что в прогрессивных волнах неподвижный (в горизонтальной плоскости) ледяной покров должен приводить к повсеместному уменьшению амплитуд приливов и скорости приливного течения и запаздыванию (увеличению) фаз приливных колебаний уровня. Ничего подобного, однако, не наблюдается. Наличие горизонтально-неподвижного ледяного покрова на Сибирском континентальном шельфе приводит к существованию как областей уменьшения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня, так и областей, где имеют место их обратные изменения. Это связано с реорганизацией поля приливных колебаний уровня в основном из-за смещения амфидромий.

Получены результаты моделирования приливного дрейфа льда (волна M_2) – его скорости, направления, приливных вариаций сплоченности льда и давления ледового сжатия – для различных

моментов времени в течение приливного цикла. На рис. 2 приводится карта эллипсов приливного дрейфа льда (волна M_2). Первое, что обращает на себя внимание, – это заметное преобладание области с антициклоническим вращением векторов скорости приливного дрейфа льда над областью с циклоническим вращением. Циклоническое вращение происходит только в узкой прибрежной полосе, примыкающей к берегу континента в юго-западной части Карского моря, в южной части Чукотского моря, а также в окрестности о-вов Комсомолец, Октябрьской революции, Котельный, Нов. Сибирь и Бол. Ляховский, свидетельствующее о кривой интерференции волн Пуанкаре в первом случае и захвате приливных волн вокруг островов во втором. Скорость приливного дрейфа льда варьирует от нескольких до 50 смс^{-1} . Наибольшие скорости отмечаются в Байдарацкой и Обской губах, на севере Карского моря, в центральной части и на севере моря Лаптевых, в северной части Восточно-Сибирского моря и у о-вов Новая Сибирь и Врангеля. Приливные вариации сплоченности малы (меньше одного балла), что ниже точности визуальных наблюдений. Давление ледового сжатия не превышает критического значения, так что торошение льда приливного происхождения на Сибирском континентальном шельфе не выявляется. Следует иметь в виду, однако, что эти данные отвечают толщине льда и равновесной сплоченности равных 2 м и 7 баллов соответственно. При их изменениях торошение льда приливного происхождения может происходить в зонах приливных сжатий/разрежений льда, определяемых как зоны, где максимум дивергенции амплитуд скорости приливного дрейфа льда равен или больше некоторого наперед заданного значения, скажем, $0.02 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Ясно, что этот выбор максимального значения дивергенции амплитуд скорости приливного дрейфа льда условен. Тем не менее, его использование обеспечивает разумное представление о распределении таких зон в конкретном водоеме.

Локальные зоны приливных сжатий/разрежений льда на Сибирском континентальном шельфе обнаруживаются в Байдарацкой и Обской губах и Хатангском заливе, вблизи о-вов Визе, Шмидта и Врангеля, у Новосибирских о-вов, около северной границы моря Лаптевых, а также в узкой полосе, примыкающей к

побережью моря Лаптевых и части побережья Восточно-Сибирского моря. Наличие зон приливных сжатий/разрежений льда подтверждается результатами длинноволнового спутникового сканирования земной поверхности [Cavalieri, Martin, 1984, 1989]. Любопытно, что одна из модельных зон приливных сжатий/разрежений, располагающаяся вдоль побережья моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, практически в точности совпадает с местоположением Великой Сибирской полыньи. Этот факт свидетельствует о том, что формирование этой полыньи происходит не без факторов приливного происхождения.



Эллипсы с вращением вектора скорости против часовой стрелки заштрихованы

Рисунок 2 – Эллипсы приливного дрейфа льда

Получено поле скоростей остаточного приливного дрейфа льда (волна M_2) на Сибирском континентальном шельфе. Наибольшие скорости остаточного приливного дрейфа льда (не более нескольких см/с) отмечаются в северно-западной части Карского моря, в окрестности о. Белый, в Пясинском и Хатангском заливах и в ближайшей окрестности Новосибирских о-вов. Ясно, что

вкладом остаточного приливного дрейфа льда в формировании квазипостоянного дрейфа льда на Сибирском континентальном шельфе в первом приближении можно пренебречь.

Что касается индуцируемых приливным дрейфом льда изменений приливной динамики и энергетики, то, как и в случае припайных льдов, наблюдается перестройка поля приливных колебаний уровня. Обнаруживаются области, где скорость приливного дрейфа льда может превосходить скорость поверхностного течения в безледном море. Вообще наличие льда больше сказывается на энергетике приливов, чем на их динамике. Так, индуцируемое льдом изменение плотности полной баротропной приливной энергии составляет 10 %, а изменение диссипации приливной энергии в некоторых районах сопоставимо с ее значением в безледном море, тогда как изменения приливных колебаний уровня и поверхностных скоростей приливных течений не превышает нескольких процентов.

Исследования суммарного (обусловленного линейной суперпозицией гармоник M_2 , S_2 , K_1 и O_1 приливообразующей силы) приливного дрейфа льда показали, что наибольшие (за тропический месяц) значения максимальной скорости приливного дрейфа льда (до 100 смс^{-1}) имеют место в Байдарацкой, Обской и Гыданской губах, а также в северо-западной части Карского моря, в центральной части моря Лаптевых, к северу от о-вов Комсомолец и Котельный и вокруг о-вов Новая Сибирь и Врангеля. Наименьшие максимальные скорости приливного дрейфа льда (до 10 смс^{-1}) обнаруживаются в юго-западной части Карского моря, прилегающей к о-вам Новая Земля, в прибрежной полосе п-ва Таймыр, в юго-восточной части моря Лаптевых, почти во всей южной части Восточно-Сибирского моря, окаймляющей побережье материка, и в Чукотском море. Зоны приливных сжатий/разрежений льда приурочены к тем же районам, как и в случае одиночной волны M_2 . Только их протяженность стала заметно больше.

Сравниваются максимальные (за тропический месяц) значения возмущений уровня, полученные при моделировании суммарного прилива, и посредством линейной суперпозиции гармоник [Таблицы приливов, 1958; Admiralty Tide Tables, 1998].

В последнем случае неявно предполагается, что эффекты нелинейного взаимодействия приливных гармоник пренебрежимо малы. Средняя абсолютная и относительная ошибки расчета максимальных значений приливных колебаний уровня равны 1.45 см и 6.1 % соответственно. Это говорит о том, что влияние нелинейного взаимодействия приливных гармоник на Сибирском континентальном шельфе невелико.

Приводятся результаты расчета нормальной (к открытой границе) компоненты среднего (за тропический месяц) суммарного приливного ледообмена между Центральной Арктикой и Сибирским континентальным шельфом. Оказывается, что приливный ледообмен на два порядка величины меньше ветрового ледообмена. Следовательно, при оценивании ветрового + приливного ледообмена Сибирского континентального шельфа с Центральной Арктикой приливной составляющей оправдано пренебречь.

В четвертой главе обсуждаются результаты численных экспериментов для объединенной системы Центральная Арктика – окраинные моря Сибирского континентального шельфа. Описывается технология использования "вращающейся" системы координат, позволяющей обойти проблему полюса.

Для обоснования возможности задания приливных констант на открытой границе Сибирского континентального шельфа были произведены численные эксперименты для объединенной системы Центральной Арктики и окраинных морей Сибирского континентального шельфа. В результате было показано, что различия между приливыми колебаниями уровня в узловых точках открытой границы незначительны: их средняя квадратическая и относительная разности составляют 0.41 см и 4.96 % соответственно. Заметный приливный дрейф льда имеет место только на Сибирском континентальном шельфе, тогда как в Центральной Арктике он невелик. Таким образом, при моделировании приливного дрейфа и индуцируемых льдом изменений приливной динамики и энергетики на Сибирском континентальном шельфе использование региональной приливной модели вполне обосновано. Оно уменьшает требования к машинным ресурсам, не приводя к потерям информации.

Обсуждаются результаты моделирования сезонной изменчивости приливных констант на акватории Северного Ледовитого океана. С этой целью рассматриваются два случая, соответствующие зимнему и летнему сезонам. Зимой ледяной покров представляется в виде комбинации двух типов льдов – дрейфующего и припайного. Граница между ними принимается, согласно [Зубов, 1945], совпадающей с изобатой 25 м. Летом в Северном Ледовитом океане четко выделяются две области: одна из них (Центральная Арктика) покрыта дрейфующим льдом, другая (окраинные моря) – частично свободны от льда. Южная граница дрейфующих льдов фиксируется, согласно [Фролов и др., 2005]. Толщина льда в Центральной Арктике, включая Канадскую Арктику, задается равной 4.0 м, на Сибирском континентальном шельфе – 2.0 м.

Разность двух решений, характеризующая сезонную изменчивость приливных констант (амплитуд и фаз приливных колебаний уровня) в Северном Ледовитом океане, изображена на рис. 3. Как видно (рис. 3а), сезонные изменения амплитуд (от зимы к лету) имеют глобальный характер, причем положительные изменения, не превышающие 1 см, приурочены, главным образом, к Центральной Арктике (исключение представляет собой меридиональный сектор, примыкающий к побережью о-вов Гренландия, Шпицберген и Земля Франца-Иосифа). В Гренландском и Баренцевом морях отмечаются отрицательные изменения той же величины. Положительные сезонные изменения амплитуд, достигающие 5 см, а в Байдарацкой губе и входе в залив Коцебу даже 10 см, встречаются только на Сибирском континентальном шельфе в виде отдельных пятен. Они сосредоточены у восточного побережья о-вов Новая Земля, побережья п-ва Таймыр, в центральной части моря Лаптевых, к северу от Новосибирских о-вов, к северо-западу от о. Врангеля, к северо-востоку от м. Барроу и в юго-восточной части Чукотского моря. На остальной акватории Сибирского континентального шельфа имеют место отрицательные сезонные изменения амплитуд, которые в Обской губе, в Хатангском, Анабарском и Оленекском заливе, к северу о. Котельный и к югу от о. Новая Сибирь достигают -40 см.

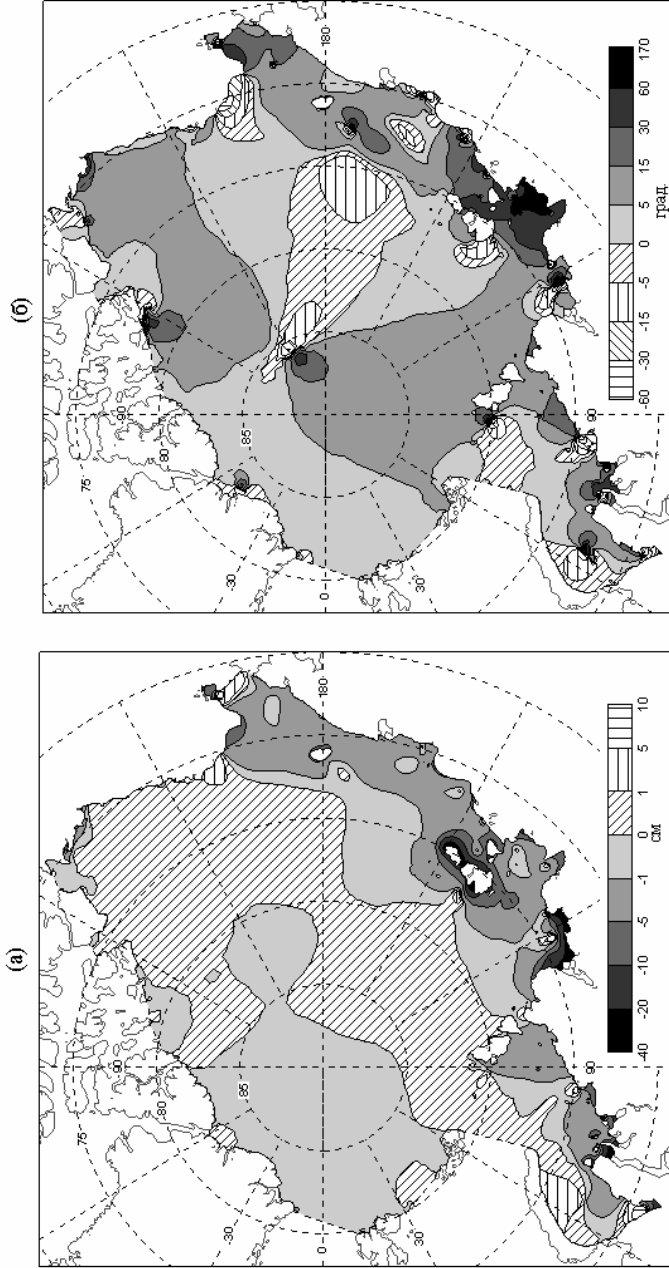


Рис. 3 – Сезонные изменения амплитуд (а) и фаз (б) приливных колебаний уровня в Северном Ледовитом Океане

Что касается изменений фаз приливных колебаний уровня (рис. 3б), то в основном происходит запаздывание фаз зимой относительно их значений летом. В среднем они не превышают 15° . Однако есть области, где запаздывание фаз может достигать 170° . Они в основном приурочены к окрестностям амфидромических центров, а также к Янскому заливу и Селляхской губе (море Лаптевых). Отрицательные сезонные изменения фаз, достигающие -15° , отмечаются в меридиональном секторе Центральной Арктики, примыкающем к Восточно-Сибирскому морю, у восточного побережья о-вов Новая Земля, на севере Карского моря, к северо-западу от о. Котельный, в центральных частях моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Наибольшие отрицательные сезонные изменения фаз (до -60°) наблюдаются в Байдарацкой губе, в Пясинском заливе и в северо-восточной части Чукотского моря.

Сравнение модельных оценок сезонной изменчивости приливных констант с немногочисленными данными наблюдений оказалось удовлетворительным. Именно, сезонные изменения амплитуд приливных колебаний уровня для волны M_2 в п. гавань Тактояткак (южная часть моря Бофорта) составляют, по результатам моделирования, 5.5 см, а фаз в пунктах м. Желания и м. Челюскина – 1.7° и 10.1° . По данным наблюдений там же они равны 5.0 см, 3 и 15° соответственно.

Сезонная изменчивость приливных констант в Центральной Арктике получилась меньше средней квадратической абсолютной ошибки расчета приливных колебаний уровня и ошибки, связанной с неточным заданием глубин океана, толщины льда и его реологии. Отсюда следует, что ею в первом приближении можно пренебречь. Иное дело – окраинные моря Сибирского континентального шельфа, где проявления сезонной изменчивости приливных констант никак нельзя признать пренебрежимо малыми.

В заключении сформулированы основные результаты работы. Они являются:

1) реализована высокоразрешающая модель приливного дрейфа льда на Сибирском континентальном шельфе. В ней приливный дрейф льда представлен как элемент трехмерной

приливной динамики в море, покрытом льдом. Описывается зависимость коэффициента сопротивления от гидродинамических свойств морского дна и учитывается эффект статического прилива;

2) полученная с помощью этой модели детальная приливная карта волны M_2 на Сибирском континентальном шельфе в безледном море обнаруживает не выявленные ранее особенности пространственной структуры приливов. К таковым относятся две амфидромии левого вращения в Карском море (в Байдарацкой губе и к западу от о. Октябрьской Революции), три амфидромии левого вращения в прибрежной полосе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, амфидромию левого вращения к северо-западу от о. Врангеля, вторую амфидромию левого вращения у южной границы Чукотского моря;

3) сравнение модельных значений амплитуд и фаз приливных колебаний уровня в безледном море с данными наблюдений на островных и береговых пунктах регистрации уровня показывает, что привлечение региональной модифицированной версии модели *QUODDY-4* повышает точность расчета по сравнению глобальными моделями;

4) получены результаты моделирования приливного дрейфа льда (волна M_2) – его скорости, направления, приливных вариаций сплоченности льда и давления ледового сжатия – для различных моментов времени в течение приливного цикла;

5) приливные вариации сплоченности оказались малыми (меньше одного балла), т.е. ниже точности визуальных наблюдений;

6) отмечается, что торошение льда приливного происхождения может происходить, главным образом, в зонах приливных сжатий/разрежений льда, причем расположение локальных зон приливных сжатий/разрежений льда совпадает с местоположениями полыней, наличие которых подтверждается результатам длинноволнового спутникового сканирования земной поверхности;

7) получено пространственное распределение скорости остаточного приливного дрейфа льда. Его наибольшие (не более нескольких см/с), отмечаются в северно-западной части Карского

моря, в окрестности о. Белый, в Пясинском и Хатангском заливах и в ближайшей окрестности о. Новая Сибирь;

8) показано, что наличие горизонтально-неподвижного и дрейфующего ледяных покровов приводит к реорганизации поля приливных колебаний уровня, связанного со смещением амфидромий, при этом наличие льда сильнее сказывается на энергетике приливов, чем на их динамике. Индуцируемое дрейфующим льдом относительное изменение плотности полной баротропной приливной энергии составляет 10 %, относительное изменение диссипации в некоторых районах соизмеримо с ее значением в безледном море, а изменения приливных колебаний уровня и поверхностных скоростей приливных течений не превышают нескольких процентов;

9) отмечено, что влияние нелинейного взаимодействия приливных гармоник на Сибирском континентальном шельфе невелико;

10) установлено, что при оценивании суммарного (ветрового + приливного) ледообмена Сибирского континентального шельфа с Центральной Арктикой приливной составляющей оправдано пренебречь;

11) впервые получено пространственное распределение коэффициента сопротивления на Сибирском континентальном шельфе. Показано, что коэффициент сопротивления испытывает весьма заметные изменения с локальным его увеличением на Центральном Карском плато. Кроме этого района, на всей остальной акватории Сибирского континентального шельфа происходит уменьшение коэффициента сопротивления, минимальное значение которого может быть более чем в 4 раза меньше стандартного (0.003). Показано, что изменение гидродинамических свойств морского дна отвечает за реорганизацию поля приливных колебаний уровня из-за смещения амфидромий;

12) отмечено, что сезонные изменения приливных констант в Северном Ледовитом океане имеют повсеместный характер, но особенно они заметны на Сибирском континентальном шельфе, достигая здесь 40 см для амплитуд и 170° для фаз приливных колебаний уровня (волна M_2).

ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. **Софьина Е.В.** Моделирование приливного дрейфа льда на Сибирском континентальном шельфе // Сборник тезисов Международного симпозиума «Физика атмосферы: наука и образование» 11 – 13 сентября 2007 года.–СПб.: изд. СПбГУ–2007.–С. 197 – 199

2. Каган Б.А., Романенков Д.А., **Софьина Е.В.** Модельная оценка приливного ледообмена между Центральной Арктикой и Сибирским континентальным шельфом // Ученые записки РГГМУ.–2008.–Вып. 8 (в печати).

3. **Софьина Е.В.** Приливный дрейф льда на Сибирском континентальном шельфе // Сборник тезисов Конференции молодых ученых, посвященной 70-летию дрейфа «СП-1» 10 – 11 апреля 2008 года.–М.: изд. ИПГ–2008 (в печати).

В рецензируемых журналах из списка ВАК

4. Каган Б.А., Романенков Д.А., **Софьина Е.В.** Моделирование приливного дрейфа льда и индуцируемых льдом изменений приливной динамики на Сибирском континентальном шельфе // Известия РАН. Серия: Физика атмосферы и океана.–2007.–Т. 43, № 6.–С. 831 – 850

5. Kagan B.A., Romanenkov D.A., **Sofina E.V.** Tidal ice drift and ice-generated changes in the tidal dynamics / energetics on the Siberian continental shelf // Continental Shelf Research.–2008.–Vol. 28, No. 3.–P. 351 – 368

6. Каган Б.А., Романенков Д.А., **Софьина Е.В.** Суммарный приливный дрейф льда и индуцируемые льдом изменения динамики и энергетики суммарного прилива на Сибирском континентальном шельфе // Океанология.–2008.–Т. 48, № 3.–С. 345 – 355