

УДК [551.461+551.466.75].001.572(268.45+268.46)

Влияние морского льда на приливные колебания уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях

С.К. Попов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
lmpi@yandex.ru*

Расчетная область трехмерной гидродинамической модели со свободной поверхностью охватывает Баренцево и Белое море с шагом 5 морских миль и имеет 20 расчетных горизонтов по вертикали. Влияние неподвижного в горизонтальном направлении льда учитывается путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению). Расчет каждой гармоники проводился отдельно до достижения состояния установившихся колебаний в бассейне, которое наступает примерно через 10–15 суток. В результате моделирования получено, что при заданных одинаковых колебаниях уровня моря в сентябре и апреле для гармоник M_2 и S_2 на открытой жидкой границе, под воздействием льда на поверхности Баренцева и Белого морей, происходит смещение амфидромий и перестроение картины колебаний уровня моря. При этом, даже под неподвижным льдом, в некоторых районах Баренцева моря происходит увеличение амплитуды колебаний уровня моря. Максимальная скорость средних по глубине баротропных приливных течений также увеличивается под горизонтально неподвижным льдом в некоторых районах Баренцева моря, что является новым результатом.

Ключевые слова: трехмерная гидродинамическая модель, открытая жидкая граница, уровень моря, приливная гармоника, котидальная карта, сплоченность льда, сезонные изменения приливной гармоники

Influence of sea ice on the harmonic tidal oscillations of sea level and currents in the Barents and White seas

S.K. Popov

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
lmpi@yandex.ru*

The computational domain of the three-dimensional free-surface hydrodynamic model covers the Barents and White seas with a step of 5 nautical miles and has 20 vertical horizons. The influence of stationary (in the horizontal direction) ice is taken into account by specifying the friction of water on ice using a quadratic law (similar to bottom friction). The calculation of each harmonic was carried out separately until reaching the state of steady oscillations in the basin which occurs approximately in 10-15 days. The modeling revealed that given the same sea level fluctuations in September and April for M_2 and S_2 harmonics on the open liquid boundary, there is a shift of amphidromy and a transformation of the sea level oscillation pattern under influence of ice on the surface

of the Barents and White seas. At the same time, even under stationary ice, there is an increase in the amplitude of sea level oscillations in some regions of the Barents Sea. The maximum speed of barotropic tidal currents also increases under horizontally stationary ice in some areas of the Barents Sea, which is a new result.

Keywords: three-dimensional hydrodynamic model, open liquid boundary, sea level, tidal harmonic, cotidal map, ice concentration, seasonal changes in tidal harmonics

Введение

На большей части Баренцева моря приливы генерируются атлантической приливной волной, приходящей из Гренландского и Норвежского морей и распространяющейся вдоль северного побережья Кольского полуострова на юго-восток. На северные окраины Баренцева моря оказывает влияние приливная волна из Арктического бассейна. Взаимодействие атлантической и полярной волн приводит к их интерференции у берегов Шпицбергена и в районе Земли Франца-Иосифа.

Приливы Баренцева моря имеют характер, близкий к правильному полусуточному и вызывают значительные колебания уровня моря. Размах этих колебаний на побережье Мурмана (большая часть Кольского полуострова от норвежской границы до мыса Святой Нос) достигает 3–4 м. На севере и северо-востоке высота приливов меньше и у берегов Шпицбергена составляет 1–2 м, а у южного побережья Земли Франца-Иосифа – 0,4–0,5 м.

Вдоль берега Кольского полуострова, в Чешской губе и в западной части Печорского моря приливные течения близки к реверсивным. В открытых частях моря направление течений в большинстве случаев изменяется по часовой стрелке, а вблизи дна и на некоторых банках – против нее. Наиболее яркими особенностями отличаются области резонанса полусуточных приливов в области Воронки Белого моря, Мезенского залива (амплитуда колебаний уровня 4 м) и Чешской губы (3 м). Максимальная амплитуда штормовых нагонов в целом меньше, чем приливных колебаний уровня, и составляет 1–2 м. Баренцево море принадлежит к морям приливного типа, поскольку приливы играют главную роль в колебаниях уровня моря.

Скорость приливных течений в Баренцевом море значительно больше скорости постоянных непериодических течений. Наиболее интенсивны приливные течения вдоль Мурманского и Терского берегов Кольского полуострова, при входе в Воронку Белого моря, в Канинско-Колгуевском районе и на мелководье Южного Шпицбергена. Это связано с особенностями распространения приливной волны, которые определяются топографией дна, конфигурацией берегов, интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического океана и Полярного бассейна.

В [13] были рассчитаны 8 гармоник прилива в Баренцевом и Белом морях. Верификация модели проводилась путем сравнения результатов

расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 береговых постах Баренцева и Белого морей. Сравнение расчетов и наблюдений было выполнено по расчетам гармоник M_2 , S_2 , K_1 , O_1 для сентября – месяца наименьшей ледовитости Баренцева моря и наблюдениям для безледного периода [15]. В статье [13] не рассматривались сезонные изменения гармонических постоянных, связанные с влиянием льда на приливы.

В [6] рассматривалось влияние льда на приливную гармонику M_2 , причем Баренцево море задавалось свободным ото льда, а Белое море было покрыто неподвижным льдом. В данной работе задается лед в апреле (максимум льда) и в сентябре (минимум льда) по климатическим данным и рассматривается влияние неподвижного льда на характеристики приливных гармоник. Воздействие неподвижного ледяного покрова на прилив больше, чем в случае движущегося под действием прилива льда, поэтому, в данной постановке, оценивается максимально возможное влияние льда на прилив.

Для расчета скорости движения льда необходимо использовать модель льда, как это сделано, например в [17], где по совместной модели динамики вод и морского льда получены среднемесячные и среднегодовые скорости дрейфа льда в Северном Ледовитом океане без учета прилива. Скорости движения льда с учетом прилива по другой гидродинамической модели воды с использованием аналогичной модели льда [20] получены в [4, 11], где результаты расчета скорости приливного движения льда представлены для района наблюдений в северо-западной части Баренцева моря вблизи кромки льда.

В Баренцевом и Белом морях существует как неподвижный лед (припай), так и дрейфующий лед. В данной работе районы моря со сплошностью льда меньше 1 считаются свободными ото льда, а в районах со сплошностью 1 лед считается неподвижным (припай), что является грубым приближением и максимизирует воздействие льда на прилив.

Сезонные изменения приливных гармоник в данной работе происходят только под влиянием льда. В работах, посвященных гармоническому анализу данных наблюдений в отдельных пунктах Баренцева моря [14], приведены и другие механизмы сезонной изменчивости приливных гармоник, такие как сезонная изменчивость генерации баротропным приливом бароклинных приливных колебаний, стерические эффекты, нелинейные потоки энергии. Определить по данным наблюдений за уровнем моря в отдельной точке, каким именно механизмом вызвана сезонная изменчивость гармонической постоянной, невозможно, поскольку наблюдения содержат совокупный эффект всех механизмов. Моделирование позволяет воспроизвести и изучить отдельные механизмы сезонной изменчивости прилива.

В [2] по данным наблюдений в Обской губе Карского моря построены карты приливных волн M_2 и K_1 для летнего и зимнего периодов и получено,

что запаздывание прилива K_1 в зимний период (в апреле) по сравнению с летним периодом (август) происходит намного в меньшей степени, чем для прилива волны M_2 . По наблюдениям, волны с большим периодом гасятся в меньшей степени, чем волны с меньшим периодом, что подтверждает выводы теоретических работ о движении волны под ледяным покровом [9, 10].

В данной работе на основе численной гидродинамической модели получены оценки влияния ледяного покрова на сезонные изменения гармонических постоянных прилива.

Трехмерная гидродинамическая модель

Для расчета уровня моря и скорости течений в Баренцевом море использована трехмерная гидродинамическая модель со свободной поверхностью [1]. Система уравнений модели выписана в приближении гидростатики в декартовой системе координат, которую можно применять только для ограниченных акваторий. Модель основана на системе уравнений, аналогичной модели Бэкхауза для Северного моря [24, 25]. Использование локальной декартовой системы для Баренцева моря влечет значительные погрешности, поэтому в будущем планируется перейти на сферическую систему координат [13]. Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости принят переменным по глубине [12].

На твердых боковых границах задается условие прилипания, т. е. равенства нулю нормального и тангенциального компонентов скорости течения.

На поверхности моря задаются равные нулю касательные напряжения ветра и кинематическое условие для изменения уровня моря.

На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей топографии дна $H(x, y)$.

Влияние льда учитывается путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению) с коэффициентом трения $\alpha = 5,5 \cdot 10^{-3}$, аналогично [16], где моделируется движущийся лед. В [23] для погранслоя, образующегося под припаем, McFee приводит еще большие значения коэффициента – 0,0078, что обусловлено увеличением «шероховатости» нижней поверхности ледового покрытия.

На самой жидкой границе известен только уровень моря, поэтому аналогично [7, 8] на жидкой границе задавался уровень моря, а для обоих компонентов горизонтальной скорости течения ставилось условие равенства нулю производных по нормали к жидкой границе. Уровень моря в точках жидкой границы представленной модели рассчитывался по гармоническим постоянным, полученным в модели Арктического бассейна на сферической сетке с разрешением 10×10 мин ($1/6^\circ$) [21, 22]. Амплитуды и фазы гармоник на жидкой границе одинаковые для сентября и апреля.

Начальные условия – состояние покоя, когда уровень моря и скорости течений равны нулю. Расчет каждой гармоники проводился отдельно до достижения состояния установившихся колебаний в бассейне, которое наступает примерно через 10–15 суток.

Аппроксимация по пространству выполнена на сетке Аракавы “С” – оптимальной для инерционно-гравитационных волн. Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, изложенной в [5].

Модель численно реализована на равномерной горизонтальной сетке с шагом 5 NM (nautical miles), всего 156×201 узлов, часть которых находится на суше. Шаг по вертикали неравномерный и содержит 20 расчетных горизонтов, шаг по времени 90 сек, коэффициент горизонтальной вязкости N_h равен $1500 \text{ м}^2/\text{с}$.

Информация о ледовых условиях важна для моделирования динамики течений и уровня моря, поскольку положение кромки льда и его сплоченность определяют характер взаимодействия атмосферы и поверхности моря. Даже при отсутствии ветра наличие льда влияет на характер течений и уровня моря, изменяя их режим. Для учета льда использовали официальные данные режимных обобщений [3], в которых приведены сведения о десятидневном (климатическом) положении кромки льда с 50%-ной обеспеченностью вероятности встречи со льдом. В численных расчетах при отсутствии оперативных данных о наличии ледяного покрова и его характеристиках (возрасте, сплоченности и т. д.) учет льда проводится по климатическим данным. Оцифровка карт характеристик десятидневного распределения льда непосредственно в узлы 5 NM сетки позволила получить пространственно-временные ряды сплоченности ледового покрова.

Расчет приливных характеристик уровня моря и скорости течений в сентябре и апреле

Ранее в [13] были приведены результаты расчетов приливных гармоник только для сентября. В данной работе рассматриваются приливные гармоники для сентября и апреля.

На рис. 1а приведена котидальная карта доминирующей гармоники – волны M_2 для сентября. Амплитуда колебаний уровня волны M_2 увеличивается от архипелага Земля Франца-Иосифа до границы Белого и Баренцева морей. Максимальные ее значения отмечаются вдоль северного побережья Кольского полуострова и на входе в Белое море, в Мезенском заливе и в Чешской губе (табл. 1). Амфидромии волны M_2 находятся к северо-востоку от о. Медвежий и в Горле Белого моря, в районе м. Вепревский. Центр вырожденной амфидромии M_2 в сентябре расположен в юго-западной части архипелага Новая Земля, в апреле (рис. 1в) центр амфидромии смещается на юго-запад и вырожденная амфидромия сменяется на истинную. Максимальные значения амплитуды волны M_2

на входе в Белое море в апреле, при максимальном распространении льда, незначительно снижаются, однако в Мезенском заливе и в Чешской губе наличие льда существенно снижает амплитуду волны M_2 .

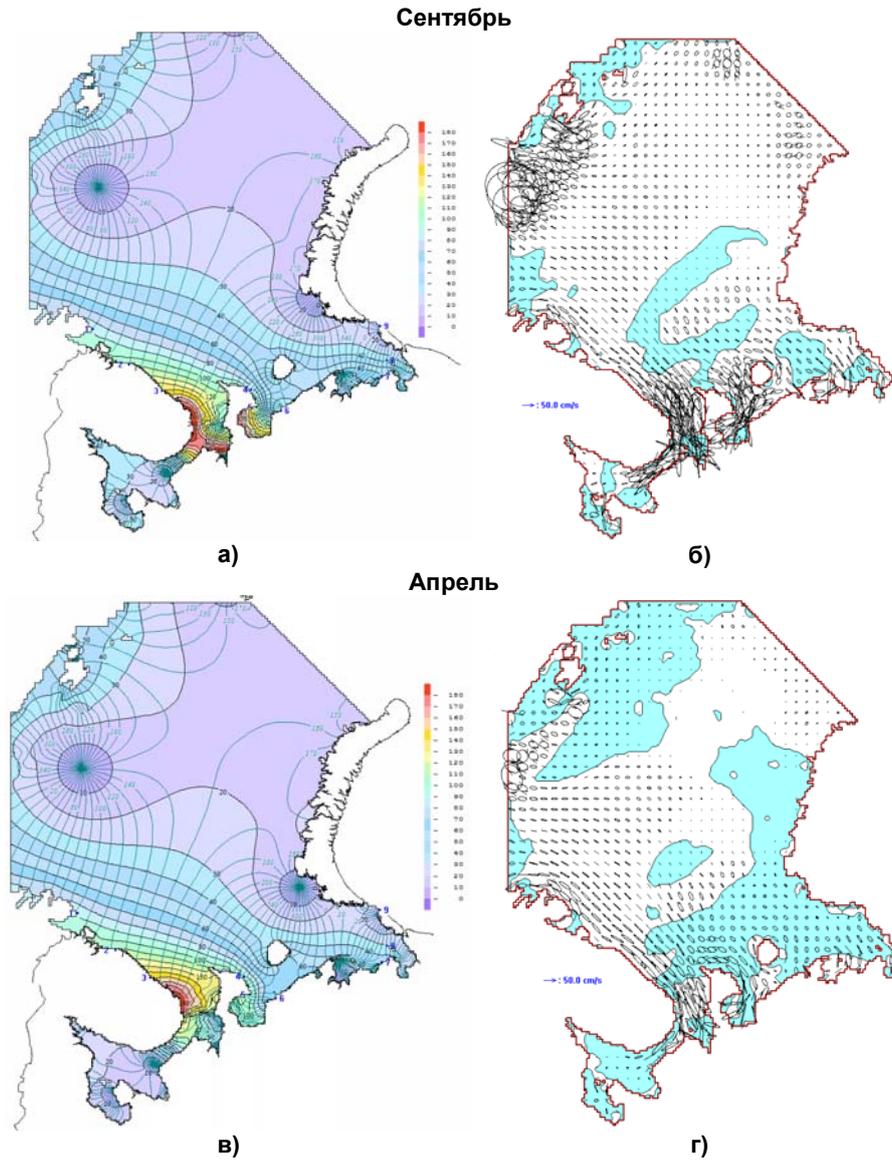


Рис. 1. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности, волна M_2 : сентябрь (а, б), апрель (в, г).

Fig. 1. Cotidal maps and ellipses of tidal currents on the surface: M_2 wave in September (a, б), April (в, г).

Результаты расчетов для апреля и сентября с учетом климатических полей льда не противоречат результатам [6], полученным в свободном ото льда Баренцевом море и в покрытом льдом Белом море. В Белом море, как и ожидалось, в апреле амплитуда колебаний уровня волны M_2 меньше, чем в сентябре. Но в некоторых районах Баренцева моря, в апреле, даже подо льдом появляются области, где амплитуда волны M_2 больше, чем в сентябре (районы п-ова Канин и п. Индига).

Таблица 1. Амплитуда приливных колебаний уровня моря (см) для апреля и сентября

Table 1. The characteristic amplitude of tidal oscillations of sea level in April and September (in sm)

Районы моря	M_2	S_2	N_2	K_1
Кольское побережье на входе в Белое море	180–200	65–65	50–50	16–16
Мезенский залив	90–190	50–90	45–80	24–26
Чешская губа	100–170	50–75	50–75	18–23

На рис. 1б представлены эллипсы приливных течений волны M_2 на горизонте 2 м в сентябре. Характерная скорость приливных течений волны M_2 в открытой части моря составляет 10 см/с и увеличивается вдоль северного побережья Кольского полуострова до 30–50 см/с. Наибольшие значения скорости течений отмечаются в районе амфидромии севернее о. Медвежий, в Мезенском заливе, Горле Белого моря и Чешской губе (табл. 2). В центральной части Баренцева моря вращение вектора приливного течения происходит по часовой стрелке. В районе Шпицбергена, между о. Новая Земля и Кольским п-овом, а также в юго-восточной части Баренцева моря и в Белом море расположены области с вращением вектора против часовой стрелки (затемненные области на рис. 1б).

Таблица 2. Характерные скорости приливных течений (см/с) для апреля и сентября

Table 2. Typical velocities of tidal currents in April and September (cm/s).

Районы моря	M_2	S_2	N_2	K_1
Амфидромия район о. Медвежий	50–100	15–25	10–20	20–50
Горло Белого моря	90–170	40–70	30–60	10–18
Чешская губа	60–150	30–60	25–60	8–12
Печорский залив	40–70	20–50	15–35	10–25

В апреле (рис. 1г) площадь районов с вращением вектора скорости приливного течения волны M_2 против часовой стрелки значительно увеличивается. В районе амфидромии севернее о. Медвежий максимальная скорость течения в апреле уменьшается в два раза по сравнению

По своему типу и месторасположению амфидромические системы волны S_2 достаточно близки к амфидромиям волны M_2 . Амплитуда волны S_2 не превышает половину амплитуды волны M_2 . На котидальной карте волны S_2 в сентябре по сравнению с волной M_2 появляется амфидромия в юго-восточной части Баренцева моря в районе м. Святой (Тиманский) Нос.

В апреле (рис. 2в) эта амфидромия пропадает, вырожденная амфидромия на юго-западном побережье о. Новая Земля сменяется на истинную амфидромию и котидальные карты волн M_2 и S_2 становятся похожи друг на друга. На амплитуду колебаний волны S_2 в апреле на входе в Белое море наличие льда практически не повлияло, однако в Мезенском заливе и Чешской губе под влиянием льда снижение амплитуды колебаний значительное (табл. 1).

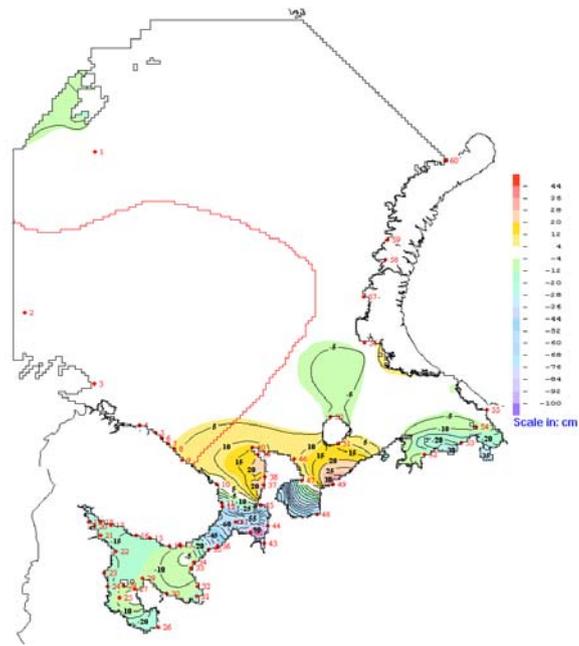
Направление вращения вектора скорости приливного течения волны S_2 в основном такое же, как у волны M_2 (рис. 2б, 2г). В сентябре в центральной части моря скорости течений 2–5 см/с, вдоль Кольского побережья 10–30 см/с.

В районах моря, свободных ото льда, амплитуда колебаний уровня моря в апреле и сентябре примерно одинаковая, в табл. 1 представлен только один свободный ото льда район – район Кольского побережья. Наличие льда сильно влияет на амплитуду колебаний уровня моря для полусуточных гармоник: в Мезенском заливе амплитуда колебаний уровня для полусуточных гармоник примерно в два раза, а в Чешской губе примерно в полтора раза меньше в апреле, чем в сентябре. На амплитуду колебаний уровня суточной гармоники K_1 очень мало влияет лед, амплитуда волны в апреле по сравнению с сентябрем незначительно уменьшается в Мезенском заливе и Чешской губе.

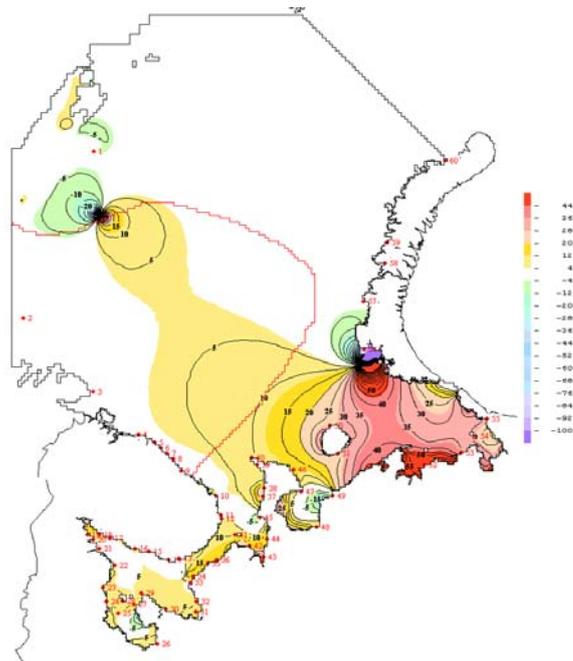
Влияние льда на приливные характеристики уровня моря и скорости течений

Максимальные значения амплитуды волны M_2 на входе в Белое море подо льдом в апреле меньше, чем в сентябре, но особенно сильно амплитуда волны M_2 снижается при наличии льда в Мезенском заливе и Чешской губе. Изменения амплитуды волны M_2 , связанные с наличием льда, представлены на рис. 3а, где приводится разность амплитуд волны M_2 в апреле и сентябре.

В свободном ото льда районе вдоль Кольского побережья наблюдается положительная разность амплитуд, увеличивающаяся от 1 до 5 см, перед самой кромкой льда на входе в Белое море. Такое увеличение амплитуды перед кромкой льда напоминает увеличение амплитуды, которое получено в свободном ото льда Баренцевом море перед покрытым льдом Белым морем [6].



а)



б)

Рис. 3. Разность амплитуд (а) и фаз (б) волны M_2 в апреле и сентябре. Кромка льда в апреле – красная линия. Красные цифры – номера постов наблюдений.

Fig. 3. The difference of the amplitude (а) and difference of the phase (б) of the M_2 wave in April and September. The boundary of the ice in April is the red line.

В Белом море, как и ожидалось, в апреле подо льдом амплитуда уровня меньше, чем в сентябре, когда льда нет. В апреле подо льдом в Баренцевом море появляются области, где амплитуда волны M_2 выше, чем в сентябре, когда льда нет. Распространяющаяся вдоль Кольского побережья волна M_2 наталкивается на кромку льда, тормозится трением о лед и образует области с положительными значениями разности апрель – сентябрь амплитуды волны M_2 в районах полуострова Канин и п. Индига. Но дальше от кромки льда, как ожидалось, расположены области больших отрицательных значений разности уровня апрель – сентябрь в Мезенском заливе и Чешской губе.

На основной части Баренцева и Белого морей наблюдается увеличение фаз приливных колебаний уровня при наличии льда (рис. 3б). Однако существуют области в Белом море, районе п. Индига, в районе амфидромии у побережья Новой Земли, районе амфидромии севернее о. Медвежий, где в апреле фаза волны M_2 меньше, чем в сентябре.

В сентябре характерные скорости течений волны M_2 на горизонте 2 м в Мезенском заливе 150 см/с, а в Горле Белого моря и Чешской губе 120 см/с. В апреле подо льдом скорость течения резко уменьшается, характерные величины уменьшения скорости в апреле по сравнению с сентябрем 90 см/с в Мезенском заливе и Горле Белого моря и 60 см/с в Чешской губе.

Кроме эллипсов приливных течений на различных горизонтах, были рассчитаны средние по глубине течения и построены карты приливных эллипсов средних по глубине течений, в литературе средние по глубине течения также называются баротропными течениями. Отклонение скорости течения от средней по глубине принято называть бароклиной составляющей скорости течения [7]. Бароклиная компонента скорости в смысле отклонения от средней по глубине имеет место даже в отсутствие стратификации и вызвана вертикальным турбулентным обменом. Скорость течений на поверхности может быть представлена в виде суммы средней по глубине скорости и отклонения от нее. Скорость течения на поверхности выше, чем баротропная скорость, поскольку трение о дно уменьшает скорость течения в придонном слое, тем самым уменьшая и среднюю по глубине (баротропную) компоненту скорости. В основной части Баренцева моря бароклиная компонента скорости мала, в Мезенском заливе, Горле Белого моря и Чешской губе достигает в сентябре 25 см/с.

Вектор скорости баротропного приливного течения волны M_2 в сентябре [13] вращается по часовой стрелке в основной части моря, но вдоль Кольского побережья и в области между Новой Землей и Кольским п-вом значительно больше площадь районов с вращением вектора против часовой стрелки по сравнению с горизонтом 2 м (рис. 1б). Это объясняется тем, что придонный вектор скорости вращается против часовой стрелки, и это влияние придонной скорости на баротропную компоненту приводит к тому, что для баротропной компоненты больше районов с вращением

вектора скорости против часовой стрелки, чем для поверхностных течений. Направление вращения баротропных течений в Баренцевом море соответствует [18, 19], а в Белом море [7].

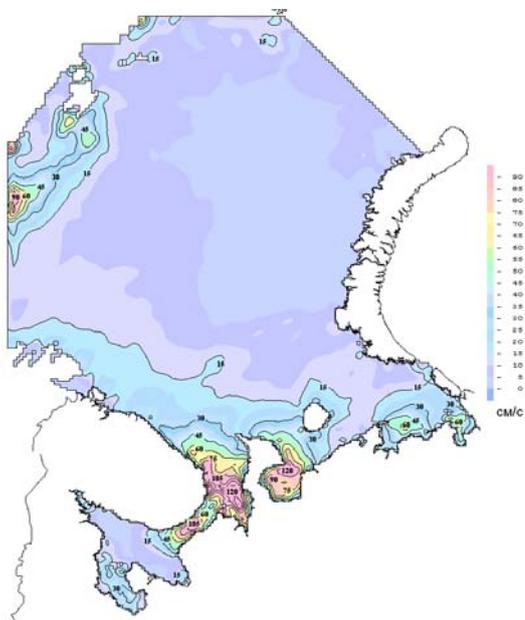
Площадь районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки в апреле и сентябре для средних по глубине приливных течений примерно одинакова. При этом вектор скорости приливного течения в сентябре на горизонте 2 м в основном вращается по часовой стрелке (рис. 1б), а в апреле подо льдом возникают большие площади районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки (рис. 1г). Наличие льда сильно повлияло на подледную скорость приливного течения и гораздо меньше – на среднюю по глубине (баротропную) скорость течения.

Вдоль Кольского побережья и в горле Белого моря баротропные течения в основном реверсивные и направлены вдоль берега [13], а на горизонте 2 м заметно увеличивается поперечная к берегу компонента скорости течения (рис. 1б).

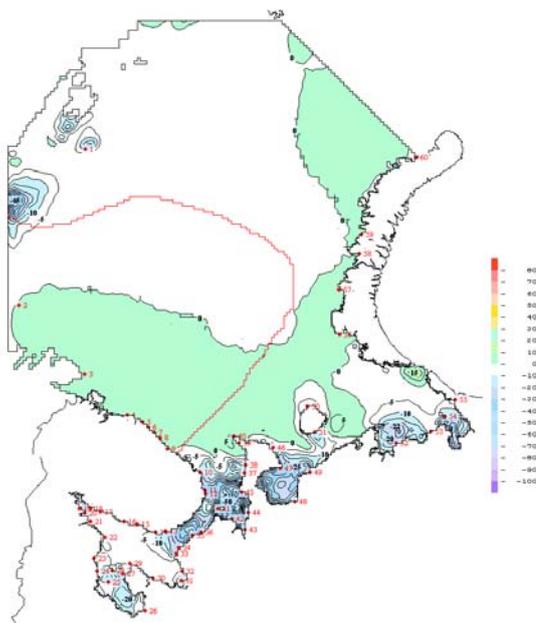
Модуль максимальной скорости баротропного приливного течения волны M_2 в сентябре (рис. 4а) в северо-восточной части моря составляет примерно 5 см/с и достигает 120 см/с в Мезенском заливе и Чешской губе. При наличии льда в апреле скорости течения подо льдом резко уменьшаются в Мезенском заливе и Чешской губе и очень мало меняются в основной части моря (рис. 4б). Интересно, что подо льдом возникают районы, где баротропная скорость течения больше, чем в отсутствие льда. Эти области расположены на севере и западе от п-ва Канин, между п-вом Канин и о. Колгуев, а также с восточной стороны о. Колгуев. Это возрастание баротропной скорости течения подо льдом приводит к возрастанию амплитуды волны M_2 в апреле по сравнению с сентябрем с запада от полуострова Канин, между п-вом Канин и о. Колгуев и п. Индига (рис. 3а). Получается, что вблизи кромки льда, в апреле баротропные скорости даже увеличиваются, а затем, дальше от кромки, уменьшаются в Мезенском заливе и Чешской губе. Поэтому и амплитуда волны M_2 в апреле, подо льдом, близко к кромке, увеличивается, а затем резко уменьшается в Мезенском заливе и Чешской губе.

Характерные величины уменьшения баротропной скорости в апреле по сравнению с сентябрем 40 см/с в Мезенском заливе и Горле Белого моря и 30 см/с в Чешской губе. Это уменьшение баротропной скорости составляет примерно половину от уменьшения полной скорости на горизонте 2 м. Уменьшение полной скорости на горизонте 2 м в апреле складывается из уменьшения баротропной компоненты и бароклинической компоненты, причем бароклиническая компонента становится подо льдом отрицательной и достигает -25 см/с в Мезенском заливе, Горле Белого моря и Чешской губе.

Изменения амплитуды волны S_2 , связанные с наличием льда представлены на рис. 5а, где приводится разность амплитуд волны S_2 в апреле и сентябре.



а)



б)

Рис. 4. Модуль максимальной скорости баротропных приливных течений волны M_2 в сентябре (а), разность модулей максимальных баротропных скоростей течений волны M_2 в апреле и сентябре (б).

Fig. 4. The module of the maximum velocity of barotropic tidal currents of the M_2 wave in September (a), the difference of the modules of the maximum barotropic velocities of the M_2 wave in April and September (б).

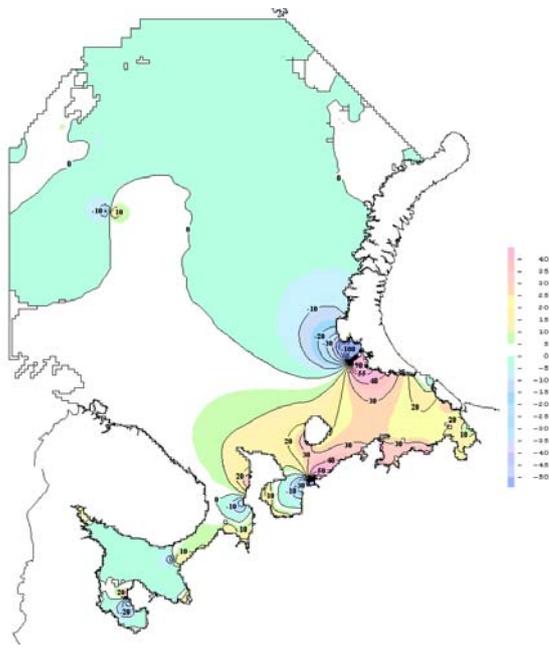
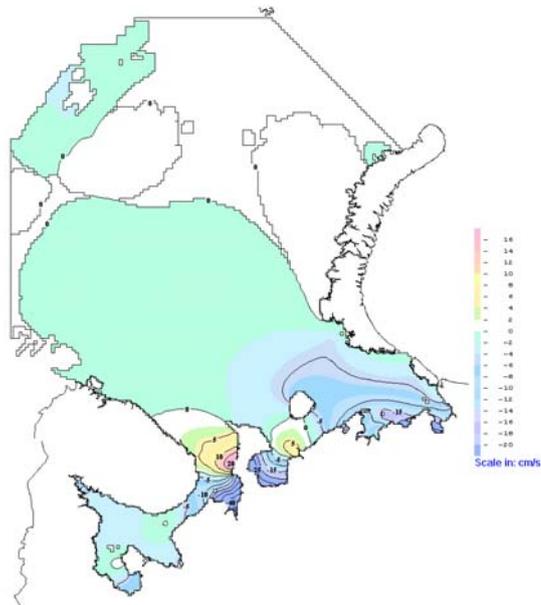


Рис. 5. Разность амплитуд (а) и фаз (б) волны S_2 в апреле и сентябре.
Fig. 5. The amplitude difference (a) and phase difference (б) of the S_2 wave in April and September.

На входе в Белое море наблюдается положительная разность амплитуд, увеличивающаяся от 0 до 20 см у западного берега п-ова Канин, где для волны M_2 амплитуда в апреле больше, чем в сентябре (рис. 3а), также на 20 см. В районе п. Индига разность амплитуд волны S_2 в апреле и сентябре только 5 см, а для волны M_2 достигает 30 см. Амплитуда волны S_2 снижается в апреле (при наличии льда) в Мезенском заливе на 40 см, а в Чешской губе на 25 см.

В апреле, подо льдом, в южной части Баренцева моря фаза волны S_2 увеличивается, за исключением района около п. Индига, а также района на западном берегу п-ва Канин (рис. 5б). В северной части Баренцева моря фаза волны S_2 незначительно уменьшается в апреле по сравнению с сентябрем, а в районе амфидромии у побережья Новой Земли фаза уменьшается до 100° . На основной части Белого моря фаза волны в апреле подо льдом увеличивается, но в районе амфидромий в апреле фаза волны S_2 уменьшается по сравнению с сентябрем.

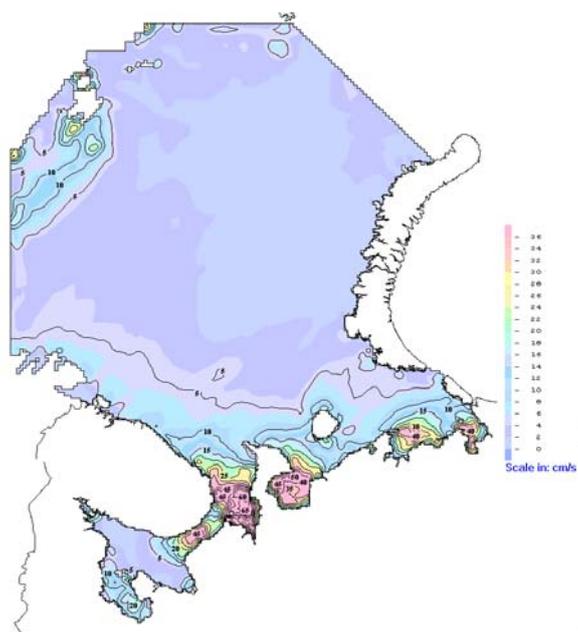
Модуль максимальной скорости баротропного приливного течения волны S_2 в сентябре (рис. 6а) в основной части моря не превышает 5 см/с и достигает 65 см/с в Мезенском заливе и 50 см/с Чешской губе.

В апреле скорости течения подо льдом уменьшаются в Мезенском заливе на 20 см/с и Чешской губе на 15 см/с, при этом в основной части моря изменения скорости течения незначительные – до 1 см/с (рис. 6б).

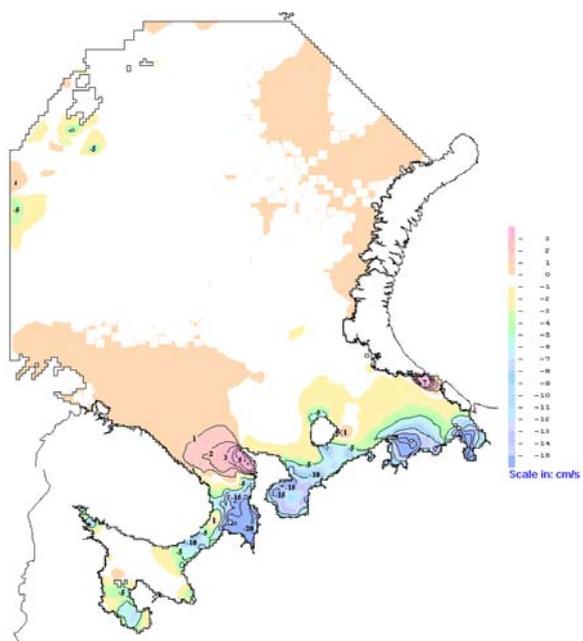
Так же как для волны M_2 , подо льдом возникают районы, где баротропная скорость течения больше, чем в отсутствие льда. Основная область расположена от побережья Кольского п-ва до северо-западного берега п-ва Канин, также имеется небольшая область с восточной стороны о. Колгуев. Возрастание баротропной скорости течения подо льдом на северо-западном берегу о. Канин (рис. 6б) связано с возрастанием амплитуды волны S_2 в апреле в этом районе (рис. 5а).

Карты эллипсов баротропных приливных течений волны S_2 в сентябре и апреле похожи на аналогичные для волны M_2 [13]. Наличие льда заметно повлияло на скорость приливного течения в Мезенском заливе, где большая полуось эллипса уменьшается на 20 см/с, а также в Чешской губе (на 15 см/с). Для баротропной приливной скорости течения волны S_2 площадь районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки в апреле и сентябре примерно одинакова. На поверхности (рис. 2б, 2г) различие приливной скорости в апреле и сентябре значительно больше, а площадь районов с вращением вектора против часовой стрелки в апреле увеличивается по сравнению с сентябрем.

Ожидалось, что наличие ледяного покрова приведет к уменьшению величины прилива и запаздыванию времени наступления полных и малых вод по сравнению с безледным периодом. Однако расчеты показали, что за счет смещения положения амфидромических систем в зимнее время, при наличии льда, амплитуды приливных волн M_2 и S_2 , например в пункте р. Индига, увеличиваются по сравнению с безледным периодом. При этом в большинстве прибрежных районов амплитуда приливных волн подо льдом уменьшается.



a)



б)

Рис. 6. Модуль максимальной скорости баротропных приливных течений волны S_2 в сентябре (а), разность модулей максимальных баротропных скоростей течений волны S_2 в апреле и сентябре (б).

Fig. 6. The module of the maximum velocity of the barotropic tidal currents of the S_2 wave in September (a), the difference of the modules of the maximum barotropic velocities of the S_2 wave in April and September (б).

Заключение

В результате моделирования получено, что при заданных одинаковых колебаниях уровня моря для гармоник M_2 и S_2 на открытой жидкой границе под воздействием льда на поверхности Баренцева и Белого морей происходит смещение амфидромий и нетривиальное перестроение картины колебаний уровня моря, при этом даже подо льдом в некоторых районах происходит увеличение колебаний уровня моря.

В [6] показано, что покрытое льдом Белое море приводит к увеличению амплитуды колебаний гармоники M_2 в акватории безледного Баренцева моря. При этом в Белом море подо льдом амплитуда гармоники M_2 уменьшается. Новым в данной работе является обнаружение районов увеличения амплитуд колебаний уровня моря подо льдом для гармоник M_2 и S_2 в Баренцевом море.

С увеличением амплитуды колебаний уровня связано увеличение скорости максимального приливного баротропного (среднего по глубине) течения подо льдом для гармоник M_2 и S_2 в некоторых районах. При этом скорости подледного приливного течения всегда во всех районах уменьшаются. Эпюра скорости течения при наличии льда перестраивается таким образом, что максимальная скорость приливного течения с поверхностного горизонта смещается глубже и может превышать скорость в отсутствие льда. Путем численного моделирования установлено, что максимальная скорость средних по глубине баротропных приливных течений увеличивается в некоторых районах Баренцева моря даже подо льдом, что является новым результатом.

Список литературы

1. *Архипов Б.В., Попов С.К.* Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря // *Океанология*. 1996. Т. 36, № 6. С. 805-813.
2. *Войнов Г.Н.* Приливы в Обской губе (Карское море) I. Общая характеристика приливов // *Ученые записки РГГМУ*. 2016. № 44. С. 70-95.
3. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия.* Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
4. *Дианский Н.А., Марченко А.В., Панасенкова И.И., Фомин В.В.* Моделирование траектории айсберга в Баренцевом море по данным попутных судовых наблюдений // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 5. С. 54-67.
5. *Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф.* Метод расчета экстремальных характеристик уровня моря в Северном Каспии // *Водные ресурсы*. 2001. Т. 28, № 6. С. 692-700.
6. *Каган Б.А., Романенков Д.А.* Об изменчивости приливных констант, индуцируемой воздействием одной подсистемы на другую // *Известия РАН. ФАО*. 2007. Т. 43, № 3. С. 392-397.
7. *Каган Б.А., Тимофеев А.А.* Влияние ледяного покрова на динамику и энергетику поверхностных и внутренних приливов в Белом море: модельные оценки // *Известия РАН. ФАО*. 2006. Т. 42, № 2. С. 258-270.
8. *Каган Б.А., Тимофеев А.А.* Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // *Известия РАН. ФАО*. 2005. Т. 41, № 4. С. 550-566.
9. *Крылов Ю.М.* Распространение длинных волн под ледяным полем // *Труды ГОИН*. 1948. Вып. 8 (20). С. 107-111.

10. Максимов И.В. О зависимости элементов прилива от ледяного покрова моря // Учен. зап. Высш. аркт. морского уч. им. С.О. Макарова. 1953. Вып. IV. С. 115-129.
11. Марченко А.В., Дианский Н.А., Онищенко Д.А., Чумаков М.М., Никитин М.А., Фомин В.В., Марченко Н.А. Исследование дрейфа льда и эволюции консолидированного слоя торосов в Северо-Западном регионе Баренцева моря // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 361. С. 231-260.
12. Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. С. 41-53.
13. Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Белом и Баренцевом морях // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. С. 68-82.
14. Ривкин К.Е., Войнов Г.Н. Сезонная изменчивость гармонических постоянных прилива на примере Баренцева и Белого морей // Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы: Труды Всероссийской конференции к 70-летию со дня рождения заслуженного деятеля науки, доктора физико-математических наук, профессора Льва Николаевича Карлина. 2017. С. 407-410.
15. Таблицы приливов. Воды Европейской части СССР и прилегающих зарубежных районов. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. 196 с.
16. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции вод и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // Известия РАН. ФАО. 2003, Т. 39, № 3. С. 394-409.
17. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Известия РАН. ФАО. 2009. Т. 45, № 3. С. 1-16.
18. Gjevik B., Straume T. Model simulations of the M2 and the K1 tide in the Nordic Seas and the Arctic Ocean // Tellus. 1989. Ser. A. 41. P. 73-96.
19. Gjevik B., Nost E., Straume T. Model simulations of the tides in the Barents Sea // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, no. C2. P. 3337-3350.
20. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27, no 9. P. 1849-1867.
21. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. Diurnal Tides in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1993. Vol 98, no C9. P. 16,449-16,468.
22. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. Topographic enhancement of tidal motion in the western Barents Sea // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, no. C2. P. 2613-2637.
23. McPhee M.G. An analysis of pack ice drift in summer // Proceedings of the AID JEX Symposium, Univ. of Washington. Washington Press, 1980. P. 62-75
24. Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model // Cont. Shelf Res. 1996. Vol. 16, no 2. P. 147-161.
25. Pohlmann T. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea - Part 1: model description, calibration and verification // Cont. shelf Res. 1996. Vol. 16, no 2. P. 131-146.

References

1. Arkhipov B. V., Popov S. K. Modeling of Density and Wind Currents in the Southeastern Part of the Barents Sea. *Oceanology*, 1996, vol. 36, no. 6, pp. 757-765.
2. Voinov G.N. TIDES IN THE GULF OF OB (KARA SEA). I. GENERAL CHARACTERISTICS OF TIDE. *Uchenye zapiski RGGMU [RSHU Proceedings Journal]*, 2016, vol. 44, pp. 70-95. [in Russ.].
3. Gidrometeorologiya i gidrokimiya morey SSSR. Tom 1. Barentsevo more. Vypusk 1. Gidrometeorologicheskie usloviya. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1990. 280 p.
4. Diansky N.A., Marchenko A.V., Panasenkova I.I., Fomin V.V. Modeling Iceberg Drift in the Barents Sea from Field Data. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, vol. 43, no. 5, pp 313-322, DOI: 10.3103/S1068373918050059.
5. Zil'bershtein O. I., Popov S. K., Chumakov M. M., Safronov G. F. A Procedure for Calculating Extreme Characteristics of the Northern Caspian Sea Level. *Water Resources*, 2001, vol. 28, no. 6, pp. 632-639.

6. Kagan B. A. Romanenkov D. A. On the Variability of Tidal Constants Induced by the Influence of One Subsystem on Another. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, vol. 43, no. 3, pp. 357-362. DOI: 10.1134/S0001433807030103
7. Kagan B. A., Timofeev A. A. Effect of Ice Cover on the Dynamics and Energetics of Surface and Internal Tides in the White Sea: Model Estimates. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, vol. 42, no. 2, pp. 236-247.
8. Kagan B. A. Timofeev A. A. Dynamics and Energetics of Surface and Internal Semidiurnal Tides in the White Sea. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, vol. 41, no. 4, pp. 498-512.
9. Krylov Yu.M. Rasprostranenie dlinnykh voln pod ledyanym polem. *Trudy GOIN*, 1948, vol. 8, no. 20, pp. 107-111. [in Russ.].
10. Maksimov I.V. O zavisimosti elementov priliva ot ledyanogo pokrova morya. Uchen. zap. Vyssh. arkt. morskogo uch. im. S.O. Makarova, 1953, vol. IV, pp. 115-129. [in Russ.].
11. Marchenko A.V., Diansky N.A., Onishchenko D.A., Chumakov M.M., Nikitin M.A., Fomin V.V., Marchenko N.A. Studies of ice drift and ridge consolidated layer evolution in the North-West Barents Sea. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2016, vol. 361, pp. 231-260. [in Russ.].
12. Popov S.K., Zil'bershtein O.I., Lobov A.L., Chumakov M.M. Simulation of seasonal variations of the Caspian Sea level using parallel computations. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, vol. 34, no. 12, pp. 801-809, DOI: 10.3103/S106837390912005X.
13. Popov S. K. Lobov A. L. Elisov V. V. Batov V. I. A tide in the operational model for short-range forecast of current velocity and sea level in the Barents and White seas. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, vol. 38, no. 6, pp. 414-425, DOI: 10.3103/S106837391306006X.
14. Rivkin K.E., Voinov G. N. Seasonal variability of tidal constituents on the example of Barents and White sea. Proceedings of the Russian national conference Hydrometeorology and ecology scientific and educational achievements and perspectives to the 70-th anniversary of the birth of Lev N. Karlin. 2017, Saint-Petersburg, pp. 407-410. [in Russ.].
15. Tablitsy prilivov. Vody Evropeyskoy chasti SSSR i prilgayushchikh zarubezhnykh rayonov. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1958, 196 p. [in Russ.].
16. Yakovlev N. G. Coupled Model of Ocean General Circulation and Sea Ice Evolution in the Arctic Ocean. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2003, vol. 39, no. 3, pp. 355-368.
17. Yakovlev N.G. Reproduction of the Large-Scale State of Water and Sea Ice in the Arctic Ocean in 1948-2002: Part I. Numerical Model. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2009, vol. 45, no. 3, pp. 357-371. DOI: 10.1134/S0001433809030098
18. Gjevik B., Straume T. Model simulations of the M2 and the K1 tide in the Nordic Seas and the Arctic Ocean. *Tellus*, 1989, Ser. A, 41, pp. 73-96.
19. Gjevik B., Nost E., Straume T. Model simulations of the tides in the Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, no. C2, pp. 3337-3350.
20. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 1997, vol. 27, no 9, pp. 1849-1867.
21. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. Diurnal Tides in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 1993, vol. 98, no C9, pp. 16,449-16,468.
22. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. Topographic enhancement of tidal motion in the western Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, 1995, vol. 100, no. C2, pp. 2613-2637.
23. McPhee, M.G. An analysis of pack ice drift in summer. *Proceedings of the AID JEX Symposium*, Univ. of Washington. Washington Press, 1980, pp. 62-75.
24. Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model. *Cont. Shelf Res.*, 1996, vol. 16, no 2, pp. 147-161.
25. Pohlmann T. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea - Part 1: model description, calibration and verification. *Cont. shelf Res.*, 1996, vol. 16, no 2, pp. 131-146.

Поступила в редакцию 23.10.2018 г.

Received by the editor 23.10.2018.