

УДК 551.461

А.Д. Кораблина¹, В.С. Архипкин², Т.В. Самборский³

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ В ДИНАМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ БЕЛОЕ МОРЕ – УСТЬЕВАЯ ОБЛАСТЬ Р. СЕВЕРНАЯ ДВИНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

15 ноября 2011 года произошел наибольший по высоте подъем уровня, площади затопления и продолжительности стояния высоких уровней штормовой нагон в устье р. Северная Двина. До этого года самым значительным нагоном считался уровень 16 ноября 1957 г. При штормовых нагонах страдают в основном островная и приморская части г. Архангельск.

Рассмотрено применение методов математического моделирования для изучения особенностей формирования штормовых нагонов в Двинском заливе. Выполнено моделирование штормовых нагонов в Белом море с учетом устьевой области Северной Двины. С помощью системы Surface Modeling System (SMS 11) Aquaveo создана нерегулярная триангуляционная сетка для всего Белого моря с двумя внешними жидкими границами – в Горле на входе в море и в устье р. Пинега. По результатам модели ADCIRC выявлены особенности циркуляции вод в устьевой области Северной Двины. Численные эксперименты впервые показали особенности распространения штормового нагона по протокам дельты и самой Северной Двины. Штормовой нагон имеет максимальную высоту в зависимости от направления ветра либо в устье, либо в самой восточной протоке.

Нагон, попадающий на полную воду, складываясь с его высотой, становится выше. В некоторых ситуациях наблюдаются преднагонный сгон и ложная полная вода (маниха), характерные для дельты Северной Двины. Нагон большей высоты формируется под действием северного или северо-западного ветра при формировании ныряющего циклона с центром давления 970 ГПа в районе о. Колгуев и частной депрессии в Мезенском районе.

Ключевые слова: штормовые нагоны, Белое море, ADCIRC.

Введение. Штормовой нагон – возмущение уровня моря, вызываемое метеорологическими причинами, относительно поверхности, искривленной приливом, если он есть. Величина нагона вычисляется, как разность между измеренным уровнем и предвычисленным уровнем прилива. Масштаб таких явлений изменится от нескольких часов до нескольких суток [Боуден, 1988]. Обусловленные штормовыми нагонами подъемы уровня могут превышать критические отметки, при которых возникают ситуации, приводящие к затоплению отдельных участков прилегающей суши и разрушению портовых сооружений и хозяйственных объектов.

Рассмотрим физические механизмы формирования нагонов. В море с глубиной большей, чем глубина трения Экмана

$$D = \pi \sqrt{\frac{2N_z}{f}},$$

где N_z – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, f – параметр Кориолиса, полный перенос воды в верхнем экмановском слое направлен вправо от направления ветра под прямым углом в Северном полушарии, т.е. параллельно берегу. Около

берега, находящегося справа от направления ветра, он создает повышение уровня моря. На мелководье, где отношение h/D (h – глубина моря) имеет порядок $\sim 0,1$, полный поток направлен по ветру, т.е. повышение уровня создает ветер, перпендикулярный к берегу [Боуден, 1988; Лабзовский, 1971].

В некоторых случаях величина штормовых нагонов зависит от свободных длинных волн, сгенерированных в открытом море при движении атмосферных барических систем. Проходя над глубоким морем, барические системы создают возмущения уровня моря за счет разницы атмосферного давления между центром и периферией системы и особенностей пространственной структуры ветра. Затем эти возмущения распространяются в виде свободной длинной волны, называемой нагонной волной. При совпадении скорости свободной длинной волны и барической системы происходит резонанс, и высота волны сильно возрастает [Жуков, 1976].

В море, шириной больше баротропного радиуса деформации Россби

$$R = \frac{\sqrt{gH}}{f},$$

где g – ускорение силы тяжести, H – глубина, f – параметр Кориолиса, свободная волна захватыва-

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра океанологии, аспирантка; e-mail: jacksparrow91@bk.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра океанологии, доц., канд. геогр. н.; e-mail: victor.arkhipkin@gmail.com

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра океанологии, доц., канд. геогр. н.; e-mail: kylevi85@mail.ru

ется береговой зоной и распространяется дальше в виде захваченной волны Кельвина. Если скорость барической системы близка к скорости волны Кельвина, то может возникнуть резонанс, и амплитуда нагона резко возрастет [Боуден, 1988].

В морях с шириной, меньшей баротропного радиуса Россби, формирование нагона происходит непосредственно за счет ветра, дующего над морем, либо свободных длинных волн, входящих в море и создающих колебания уровня. Такие нагоны называют внешними [Гилл, 1986]. Например, баротропный радиус деформации Россби для Белого моря равен $(\sqrt{10 \text{ м/с}^2 \cdot 100 \text{ м}}) / 10^{-4} \text{ с}^{-1} \approx 320 \text{ км}$, что значительно больше средней ширины Белого моря (в среднем 150 км).

Ветер, дующий на мелкой воде, вызывает наклон морской поверхности, пропорциональный напряжению ветра, перпендикулярного к берегу, введя правую систему координат, получим:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\tau_0}{\rho g H},$$

где ζ – уровень морской поверхности, x – горизонтальное расстояние, H – глубина, τ_0 – нормальная к берегу составляющая напряжения ветра на поверхности, ρ – плотность воды, g – ускорение силы тяжести [Stewart, 2006].

Величина нагонов зависит от ширины полосы мелководья у наветренного берега. Важную роль играет расстояние до критических значений глубины (3–4 м) [Гидрометеорологические..., 2008], чем дальше эти глубины от берега, тем больше на данном участке величина нагона. Ширина зоны затопления прибрежных территорий зависит от уклона побережья, силы, направления и продолжительности действия ветра. Чем меньше уклон побережья, тем при прочих равных условиях шире полоса затопления. Наибольший подъем уровня и, соответственно, максимальная площадь затопления наблюдаются при ветрах таких румбов, при которых волновая равнодействующая направлена по нормали к берегу [там же].

При воздействии сильного ветра на поверхность океана формируются ветровые волны, которые, разрушаясь в прибойной зоне, создают волновой нагон, увеличивающий величину общего нагона. При этом уровень моря повышается еще приблизительно на 10–12 см при скорости ветра ~20 м/с [Рабинович, 1993].

На характеристики нагона влияет его взаимодействие с приливными колебаниями, например, если полная вода попадает на максимальный уровень нагона, то их величины складываются.

Нагоны в Белом море обусловлены в основном выходом глубоких циклонов двух типов – «ныряющих» (повторяемость около 88%) и атлантических. «Ныряющий» циклон – внетропический циклон, характеризующийся особенной траекторией, например с севера на юг, и высокой скоростью перемещения. Такие циклоны двигаются от Баренцева моря через

Финляндию в западные области Центрального федерального округа к нижнему Дону, от мыса Канин нос через Киров на Татарстан и далее на низовья р. Урал.

В среднем величина штормового нагона в Белом море составляет 0,6 м, в заливах – до 0,9 м, продолжительность в среднем 80 ч. Нагоны наиболее выражены в устьях Мезени, Северной Двины, Онеги [Люция..., 1972].

Штормовые нагоны, формирующиеся в Белом море циклонами, которые перемещаются над Белым и Баренцевым морями с запада на восток, имеют продолжительность 4–6 сут. Выявлено [Проект..., 1991], что наибольшие штормовые нагоны образуются при следующих направлениях ветра: 0° для гидропоста (гп) Кемь-Порт, 315° для гп Онега, 335° для гп Архангельск. В районе гидропостов Архангельск и Онега уровень моря сильно подвержен влиянию речного стока.

Преобладает следующая схема формирования большинства нагонов в Белом море. Циклоны с центром над Баренцевым морем генерируют длинную гравитационную волну в Баренцевом море (скорость около 150 км/ч, в среднем в 5 раз выше скорости перемещения барических образований). Затем эта волна распространяется в Белое море, подвергаясь воздействию прилива, рельефа дна и берега. Центр циклона успевает переместиться на восток и юго-восток к моменту, когда гребень нагонной волны достигает вершин заливов (кроме Мезенского). Во время максимальных уровней в Белом море он оказывается в тыловой части циклона, в зоне экстремальных ветров северо-западного направления. При этих циклонах влияние градиентов приземного атмосферного давления незначительно [Проект..., 1991].

При прохождении западного циклона с центром над Белым морем возрастает роль ветровой составляющей в формировании нагонов.

Для изучения образования штормовых нагонов в Белом море применялись методы математического моделирования. В работах [Белов, Филиппов, 1985; Инжебейкин, 2004] приведены результаты численного моделирования штормовых нагонов в Белом море без устьевой области р. Северная Двина. В работе В.П. Белова и Ю.Г. Филиппова [1985] на основе численного моделирования исследованы суммарные колебания уровня в условиях взаимодействия ветрового нагона и прилива. Акватория Белого моря (без Воронки и Мезенского залива) аппроксимирована двумерной сеточной областью с шагом $\Delta x = \Delta y = 10 \text{ км}$. В узлах сетки указанные авторы задавали фактические значения глубины и параметры ветра, снятые с карт полей ветра (рассчитанных и построенных по данным наблюдений за ветром на береговых и островных станциях). Прилив задавался в виде синусоиды на разрезе гп Сосновец – мыс Инцы. Для оценки вклада нелинейного взаимодействия между ветровым нагоном и приливом проведено раздельное моделирование приливных (в отсутствие ветра), сгонно-нагонных (в отсутствие прилива) и суммарных (с учетом ветра и прилива)

колебаний уровня. В их модели, во-первых, не учтено влияние градиента атмосферного давления на формирование суммарных уровней, а во-вторых, значительная часть моря (Воронка и Мезенский залив) не охвачена, вследствие чего не учтена доминирующая часть взаимодействия – взаимодействие между приливом и индуцированной баренцевоморской нагонной волной.

Ю.И. Инжебейкин [2004] также исследовал колебания уровня в Белом море с помощью модифицированной гидродинамической модели приливов, в которой нелинейные члены учитываются изменением глубины при колебаниях уровня и квадратичным придонным трением. Шаг сетки по обеим осям составлял 6 миль. Подчеркнем, что использованная им расчетная сетка также не затрагивала устьевую область р. Северная Двина. Результаты моделирования показали, что в Белом море существует нелинейное взаимодействие между приливами и штормовыми нагонами, которое проявляется в асимметрии повторяемости максимума нагона относительно фаз прилива, а также получено, что параметр взаимодействия между приливом и нагоном приблизительно прямо пропорционален величинам прилива и нагона.

В работе [Лебедева и др., 2015] приведены результаты моделирования штормовых нагонов в устьевой области р. Северная Двина с помощью отечественного комплекса STREAM_2D. В этой работе уровень задавался по гп Северодвинск и гп Мудьюг с использованием различных вариантов интерполяции в пространстве и во времени: «на нижней морской границе задавались фактические ежедневные уровни воды по постам Северодвинск и Мудьюг» [Лебедева и др., 2015, с. 23]. Однако ранее было показано, что фазы распространения приливов и штормовых нагонов происходят по-разному в разных протоках дельты реки [Гидрология..., 1965]. Кроме того, уровень задавался только по его минимумам и максимумам, что не позволяет проследить особенности распространения штормового нагона в течение всей фазы его формирования и разрушения этого явления.

Таким образом, все предыдущие работы по моделированию штормовых нагонов проводились в основном для всего Белого моря, а устьевая область р. Северная Двина при этом не рассматривалась. Лишь в работе [Лебедева и др., 2015] моделировали нагоны в устьевой области Северной Двины, при этом использована гибридная «треугольно-четыреугольная» сетка, а область моделирования включала затопляемые острова и прибрежные низменные территории в устье Северной Двины. Чтобы избежать задания граничных условий на внешней границе устьевой области, нужно моделировать штормовые нагоны для всей системы Белое море – устьевая область Северной Двины. Кроме того, чтобы проследить распространение приливов и штормового нагона по протокам дельты, необходимо использовать высокоразрешающую нерегулярную расчетную сетку с шагом 50 м и более.

Материалы и методы исследований. Устьевая область р. Северная Двина характеризуется множеством мелких островов, извилистой береговой линией и узкими протоками. Для учета этих особенностей при численном моделировании штормовых нагонов необходимо использовать такую модель, которая работала бы на нерегулярной (unstructured) расчетной сетке с минимальным шагом 50 м.

В настоящее время наиболее часто используют несколько моделей расчета штормовых нагонов – SPLASH (затем SLOSH), FEMA, ADCIRC и Mike21 [Federal..., 1988; Jelesnianski, 1972; Jelesnianski, Shaffer, 1992].

Для наших целей выбрана баротропная модель ADCIRC (ADvanced CIRCulation model for oceanic, coastal and estuarine waters). Эта модель разрабатывается в Университете Северной Каролины (США). Модель нестационарная, нелинейная, на f -плоскости, учитывает ветровое напряжение, атмосферное давление, приливы, влияние рек. В ней можно задавать свойства подстилающей поверхности. Она работает на нерегулярной расчетной сетке, которая необходима для морей со сложной конфигурацией береговой линии, кроме того, она учитывает затопление и осушение прилегающей суши. Эта единственная модель для расчета штормовых нагонов в США, прошедшая лицензирование, а также есть возможность использовать ее совместно со спектральной волновой моделью SWAN для учета волнового нагона, что отсутствует во всей других моделях.

Есть два варианта этой модели: двумерная и трехмерная. Мы использовали двумерную модель.

В модели применяются вертикально интегрированные уравнения движения в неконсервативной форме (1, 2), уравнение неразрывности (3). Для вычисления уренированной поверхности используется общее волновое уравнение (4):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g \frac{\partial [\zeta + p_s / g\rho_0 - \alpha\eta]}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{H\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{H\rho_0} + \frac{M_x}{H} - \frac{D_x}{H} - \frac{B_x}{H}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g \frac{\partial [\zeta + p_s / g\rho_0 - \alpha\eta]}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{H\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{H\rho_0} + \frac{M_y}{H} - \frac{D_y}{H} - \frac{B_y}{H}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(UH) + \frac{\partial}{\partial y}(VH) = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{J}_x}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{J}_y}{\partial y} - UH \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - VH \frac{\partial \tau_0}{\partial y} = 0, \quad (4)$$

где

$$\begin{aligned}\tilde{J}_x &\equiv \frac{\partial}{\partial t}(UH) + \tau_0 UH = \frac{\partial Q_x}{\partial t} + \tau_0 Q_x = \\ &= H \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \tau_0 UH,\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\tilde{J}_y &\equiv \frac{\partial}{\partial t}(VH) + \tau_0 VH = \frac{\partial Q_y}{\partial t} + \tau_0 Q_y = \\ &= H \frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \tau_0 VH,\end{aligned}$$

где M – вертикально интегрированный горизонтальный градиент напряжения; B – вертикально интегрированный бароклинный градиент давления; D – горизонтальный градиент вертикально интегрированных пульсаций скорости; ρ_0 – плотность воды; τ_s – поверхностное напряжение ветра; τ_b – напряжение трения на дне; τ_0 – параметр, вклад волновой части в уравнение (4) (при $\tau_0 = 0$ уравнение (4) – чисто волновое уравнение, параметр может меняться в зависимости от глубины моря для лучшей устойчивости численного решения); p_s – атмосферное давление на поверхности моря; η – ньютоновский приливный потенциал равновесия; $Q_x, Q_y \equiv UH, VH$ – составляющие полного потока по осям x, y на единицу ширины; U, V – интегрированные по глубине значения скорости потока по осям x, y .

С помощью системы SMS 11 (Surface Modeling System) Aquaveo [Resio, Westernik, 2008] была создана нерегулярная триангуляционная сетка для всей динамической системы Белое море – устьевая область (рис. 1). Сетка создавалась методом *raving*, т.е. сетка строится в зависимости от числа точек на береговой линии [SMS, 2013]. Шаг сетки на побережье в районах Горла и Онежского залива составляет 3 км, Воронки – 5 км, на всем западном шхерном побережье, усеянном вереницей островов, – 150 м, прерываясь более прямолинейными участками с шагом в 200 м; в Мезенском заливе – 150 м, в Двинском заливе, дельте, устьевой области и на приустьевом участке Северной Двины до с. Усть-Пинега – 50 м; для остальных островов – 75 м (исключение о-ва Большие Соловецкие, Великий и Моржовец – 100 м). Таким образом, построена нерегулярная расчетная сетка с минимальным разрешением 50 м и максимальным 5 км. Для создания цифровой модели рельефа использованы морские навигационные карты масштаба 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000.

Расчетная сетка имеет две внешние жидкие границы: на входе в Воронку Белого моря и в р. Северная Двина около устья р. Пинега. При входе в Воронку Белого моря приливные колебания уровня моря задавали с дискретностью 1 ч за пе-

риод нагона, рассчитанные по гармоническим постоянным с гидрометеостанций Губа Савиха (39°7.00' E, 68°11.00' N) и Тарханово (43°39.00' E, 68°30.00' N). В 100 км от устья Северной Двины (устье р. Пинега) задавался среднесуточный расход реки (данные взяты с гп Усть-Пинега).

В модели использованы данные поля ветра из реанализа CFSv2 (Climate Forecast System Version 2), NCEP (National Centers for Environmental Prediction) с разрешением $\sim 0,2^\circ \times 0,2^\circ$ по горизонтали и с часовым временным разрешением.

В связи с тем, что Белое море приливное, выполнены предварительные численные эксперименты расчета прилива с помощью модели ADCIRC. Как показали результаты сравнения численных расчетов с натурными измерениями уровня моря в п. Соломбала, систематическая ошибка составила около 10% (рис. 2). Для анализа развития штормового нагона выбраны точки, показанные на рис. 3.

Результаты исследований и их обсуждения.

Рассмотрим применение методов математического моделирования для изучения особенностей формирования штормовых нагонов в динамической системе Белое море – устьевая область р. Серная Двина на примере штормового нагона 15 ноября 2011 г. Этот нагон оказался наибольшим по высоте уровня, площади затопления и продолжительности стояния. В Баренцевом море к югу от арх. Шпицберген 13 ноября 2011 г. (12:00 UTC) образовался мощный циклон, в центре которого давление составило 990 ГПа.

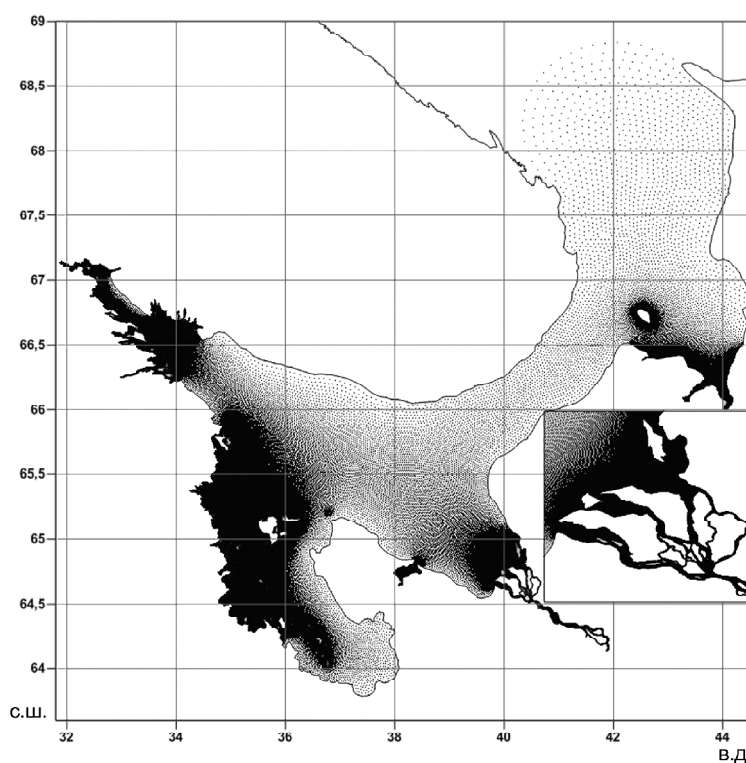


Рис. 1. Узлы расчетной сетки для вычисления штормовых нагонов в Белом море

Fig. 1. The nodes of the computational grid for calculation of storm surges in the White Sea

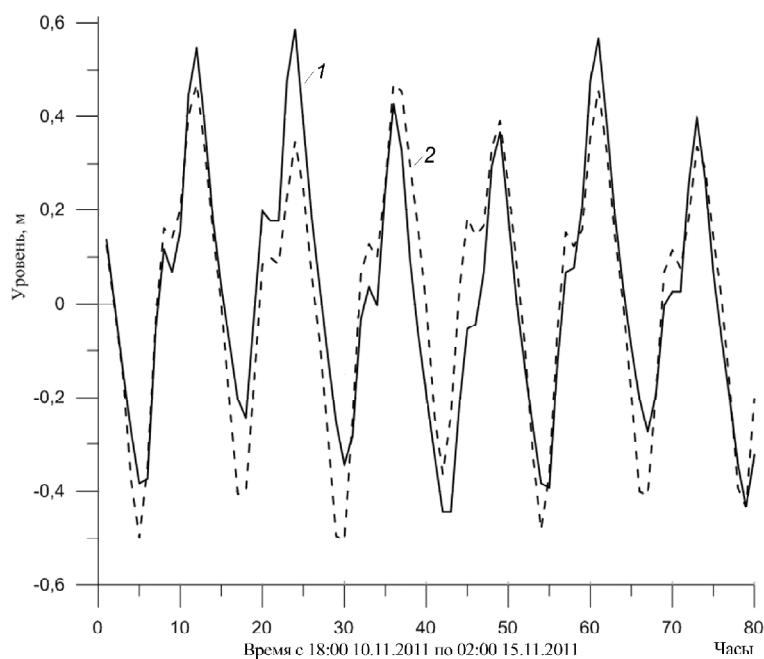


Рис. 2. Сравнение вычисленного и наблюдаемого уровня моря (м) в п. Соломбала (точка № 8, рис. 3): 1 – наблюдения, 2 – модель

Fig. 2. Comparison of calculated and observed sea level (m) in the Solombala (point No. 8, Fig. 3): 1 – observation, 2 – model

Этот циклон пересек центральную часть Баренцева моря поперек с запада на восток, давление в его центре достигло минимального значения 955 ГПа 14 ноября 2011 г. (06:00 UTC). Затем циклон развернулся у берегов арх. Новая Земля и стал двигаться на юго-юго-восток к Карскому морю, а 15 ноября 2011 г. (00:00 UTC) центр циклона находился у входа в Воронку Белого моря и составил 970 ГПа. Во время прохождения этого циклона наблюдалось усиление западного и северо-западного ветров в северной части Белого моря, порывами до 15–20 м/с. В тыловой части циклона над Кольским п-вом образовалась дополнительная область пониженного давления, которая смещалась на юго-восток. Таким образом, 14 ноября 2011 г. образовался мезоциклон в Канино-Колгуевском районе.

Рассмотрим детальнее пространственное распределение скорости ветра (м/с) по данным реанализа CFSv2. Начиная с 12:00 (UTC) 14 ноября 2011 г., формируются две локальные области ветра с максимальной скоростью 16–20 м/с в Бассейне и Воронке Белого моря с преобладающим северо-западным направлением ветра. К 15 ноября 2011 г. эти локальные области сомкнулись и образовали над акваторией

Белого моря единую область со скоростью ветра 16–20 м/с с преобладающим северным направлением.

При этом в период максимального развития нагона в устьевой области р. Северная Двина срочные данные скорости ветра здесь не превышали 10–12 м/с, что подтверждается измеренными данными на метеостанции г. Архангельск.

Нагон сформировался за несколько дней до квадратурного прилива. Расход реки в этот период в районе гп Усть-Пинега был незначительно выше нормы. Максимум нагона пришелся на полную воду 15 ноября 2011 г. около 19:00 и достиг отметки 302 см (по гп Соломбала), величина нагона при этом составляла 1,93 м, продолжительность нагона – 60 ч.

На рис. 3 показано пространственное распределение высоты штормового нагона в устьевой области Северной Двины в фазу его максимального развития. Высота рассчитана, как разница между высотой уровня, полученной по модели,

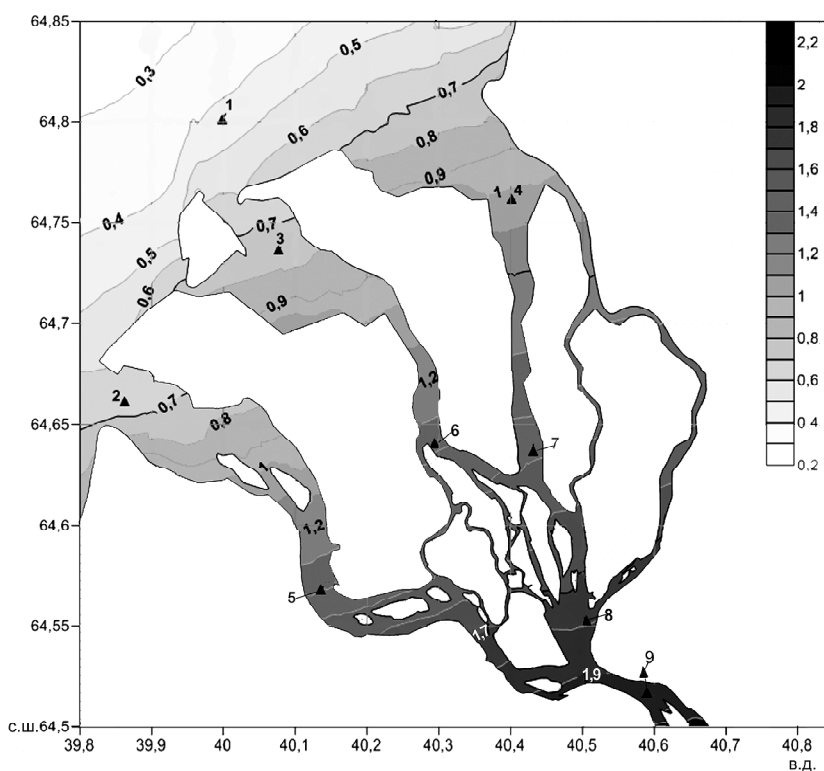


Рис. 3. Высота штормового нагона (м) в устьевой области Северной Двины в фазу максимального развития. Треугольники – станции для анализа временного хода уровня: 1 – вблизи устьевое взморье дельты Северной Двины, 2 – Пудожемское устье, 3 – Мурманское устье, 4 – Корабельное устье, 5 – Никольский рукав, 6 – Мурманский рукав, 7 – Корабельный рукав, 8 – вблизи поста Соломбала, 9 – рукав Бакарицкий

Fig. 3. The storm surge height (m) in the Northern Dvina mouth area in the phase of maximum development. Triangles – station for the analysis of the time course of the level: 1 – near the wellhead seaside delta of the Northern Dvina, 2 – Pudozhemskoe estuary, 3 – Murmansk estuary, 4 – Korabelnoe estuary, 5 – Nikolsky channel, 6 – Murmansk channel, 7 – Korabelniy channel, 8 – near post Solombala, 9 – channel Bakaritsky

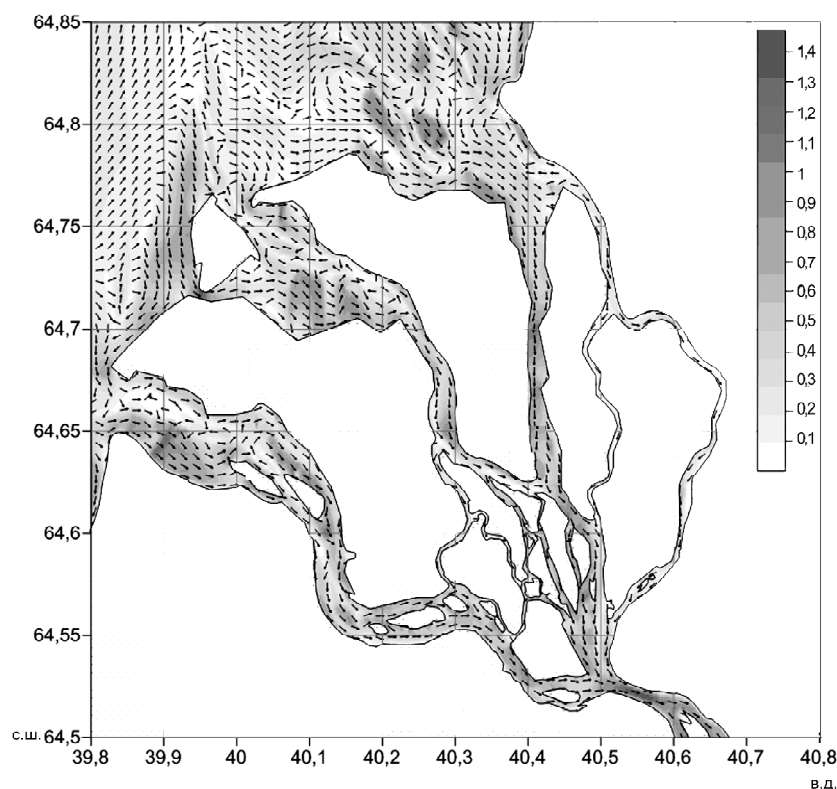


Рис. 4. Циркуляция вод в устьевой области Северной Двины в фазу роста штормового нагона (оттенки серого – скорость течения, м/с)

Fig. 4. Waters circulation in the Northern Dvina estuarine area in the growth phase storm surge (grayscale – flow speed, m/s)

и предвычисленным уровнем прилива (т.е. исключены приливные колебания уровня). На рис. 3 видно, что штормовой нагон распространяется с северо-северо-запада Двинского залива. Это вызывает различия в высоте штормового нагона при входе его в протоки дельты реки. Так, в Корабельном устье высота нагона составляет 0,8 м, а в Пудожемском устье – 0,6 м. По мере продвижения штормового нагона от устьевого взморья к устью Северной Двины (район Соломбалы) его высота увеличилась от 0,5 до 2 м.

Особенности циркуляции вод (приливные течения исключены) в Двинском заливе и в устьевой области Северной Двины в разные фазы штормового нагона представлены на рис. 4, 5. В фазу наибольшей скорости поднятия уровня (8 ч до максимума) течение воды во всех протоках направлено к устью реки, причем в структуре течений в протоках есть значительные различия как в скорости течений, так и в пространственном распределении (рис. 4). Так, макси-

мальная скорость течения (1,2 м/с) отмечена в Корабельном рукаве с примерно одинаковой скоростью по ширине протоки. В Мурманском и Никольском рукавах скорость течения достигала 0,7 м/с, есть различия в скорости течений и по ширине протоки. Также видно, что в Пудожемском, Мурманском и Корабельных устьях возникают небольшие циклонические круговороты воды.

В период наибольшей скорости падения уровня (7 ч после максимума нагона) формируется циркуляция вод, имеющая более сложную пространственную структуру течений, чем в фазу подъема уровня. В Корабельном рукаве течение направлено в сторону устья реки до Мурманского рукава, здесь оно поворачивает в Мурманский рукав, в котором уже происходит обратное течение – в сторону устьевого взморья дельты р. Северная Двина со средней скоростью 0,7 м/с (рис. 5). Достигнув Мурманского устья, циркуляция вод приобретает сложную структуру в виде циклонических и антициклонических вихрей. В Никольском рукаве течение направле-

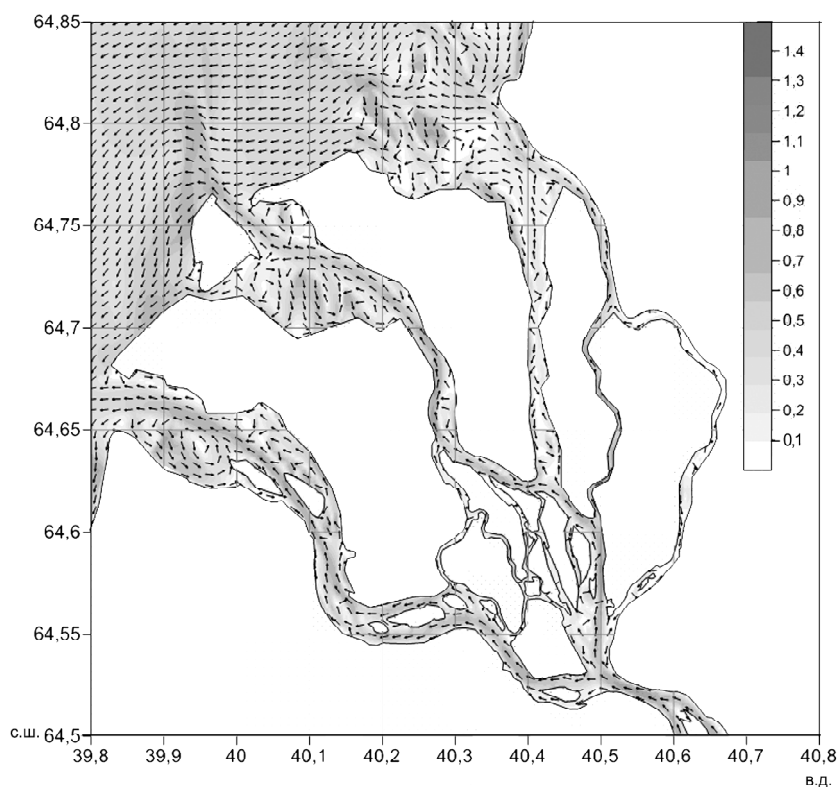


Рис. 5. Циркуляция вод в устьевой области Северной Двины после максимальной фазы штормового нагона (оттенки серого – скорость течения, м/с)

Fig. 5. Waters circulation in Northern Dvina the estuarine area after the maximum phase storm surge (grayscale – flow speed, m/s)

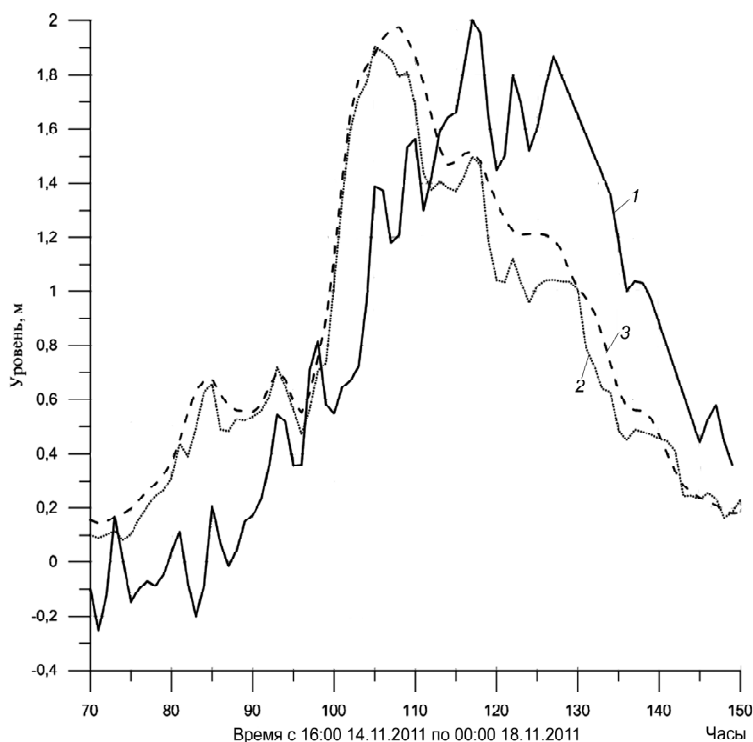


Рис. 6. Высота штормового нагона (м) в Соломбале (точка № 8, рис. 3): 1 – по данным наблюдений; 2 – разница между уровнем, вычисленным по полной модели, и предвычисленным уровнем прилива; 3 – вычисленная по модели без учета прилива

Fig. 6. Storm Surge height (m) in the Solombala (point No 8, Fig. 3): 1 – observations; 2 – the difference between the level calculated by the model, and the pre-calculated tide level; 3 – calculated by the model without considering the tide

но в сторону устьевых взморья сразу от устья реки со средней скоростью 0,5 м/с. В устье рукава также возникают круговороты воды с разным знаком. В Двинском заливе течение направлено с востока на запад со средней скоростью 0,6 м/с.

На рис. 6 приведено сравнение высоты штормового нагона по данным наблюдений и по результатам моделирования. (Подчеркнем, что высота штормового нагона по данным наблюдений получена, как разница между наблюдаемым уровнем и высотой предвычисленного прилива.) По высоте нагона модельные данные и натурные совпадают, а по фазе модельное время наступления наибольшей высоты нагона опережает наибольший максимум по наблюдениям примерно на 10 ч. Такая разница, скорее всего, обусловлена особенностями полей ветра по данным реанализа.

Для исследования нелинейного взаимодействия между приливом и штормовым нагоном принято использовать разницу между уровнем, вычисленным по полной модели с последующим вычетом предвычисленного уровня прилива, и

уровнем, рассчитанным по модели без учета прилива [Murty, 1984]. Выявлено, что в начальной фазе развития нагона нелинейное взаимодействие отсутствует (разница между уровнями незначительна). В фазе разрушения нагона нелинейное взаимодействие наибольшее в период малой воды и наименьшее в период полной воды (рис. 6).

Для изучения особенностей распространения штормового нагона от взморья до вершины дельты Северной Двины построены графики изменения высоты штормового нагона в разных точках устьевой области реки по модельным данным (рис. 7). Видно, что во всех точках устьевой области скорость подъема уровня значительно больше, чем скорость его понижения. Так, скорость подъема уровня в районе Соломбалы достигала 1 м за 5 ч, а скорость понижения – 0,3 м за 5 ч. Таким образом, существует асимметрия скорости изменения уровня в период подъема и понижения уровня во время штормового нагона. Результаты модели показали, что время прохождения максимума нагона от устьевого взморья до устья реки составляет 2 ч (рис. 7).

Выводы:

- создана расчетная нерегулярная триангуляционная сетка с минимальным шагом 50 м, сохраняющая все особенности устьевой области реки. На открытой границе со

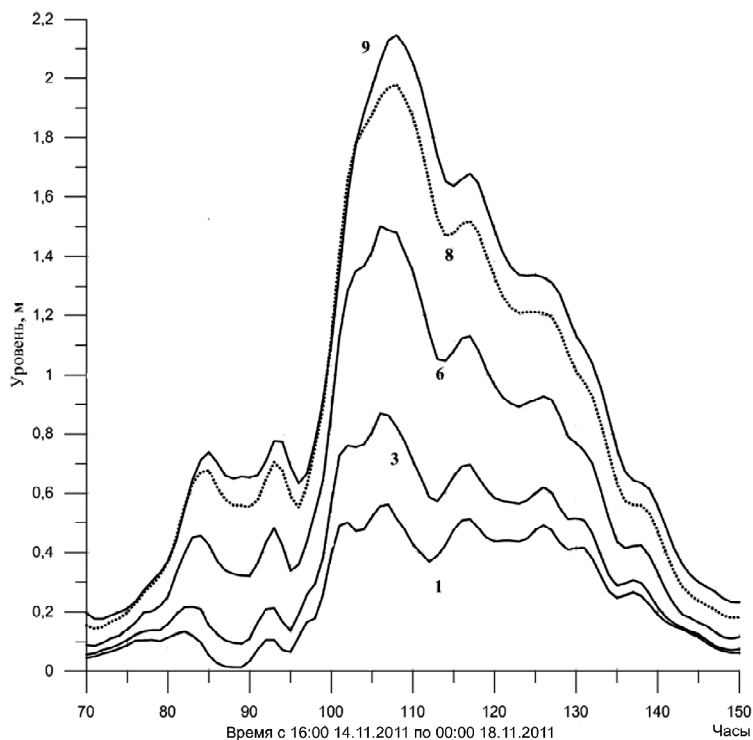


Рис. 7. Изменение высоты штормового нагона (м) в устьевой области Северной Двины (цифры – станции, см. на рис. 3)

Fig. 7. Change the height of storm surge (m) at its mouth of the Northern Dvina (the numbers station, see Fig. 3)

стороны Баренцева моря задавали приливные колебания уровня моря, а в р. Северная Двина – расход воды;

– установлено, что штормовой нагон распространялся с северо-северо-запада Двинского залива, это вызывало различия в высоте штормового нагона при входе его в протоки дельты реки. Так, в Корабельном устье высота нагона составляла 0,8 м, а в Пудожемском устье – 0,6 м. По мере продвижения штормового нагона от устьевого взморья к устью Северной Двины (район Соломбалы) его высота увеличивалась от 0,5 до 2 м;

– получены особенности циркуляции вод без учета приливов в Двинском заливе и в устьевой области Северной Двины в разные фазы штормового нагона. В период разрушения нагона в устьевой области при выходе на устьевое взморье формируются круговороты с разным знаком;

– обнаружено, что по высоте нагона модельные и натурные данные совпадают, а по фазе модельное время наступления наибольшей высоты нагона опережает наибольший максимум по наблюдениям примерно на 10 ч. Такая разница, скорее всего, обусловлена особенностями полей ветра реанализа;

– выявлена асимметрия скорости изменения уровня в период подъема и понижения уровня во время штормового нагона. Результаты моделирования показали, что время прохождения максимума нагона от устьевого взморья до устья реки составляет 2 ч;

– обнаружено нелинейное взаимодействие во время фазы разрушения штормового нагона, при этом оно наибольшее в период малой воды и наименьшее в период полной воды.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-37-00038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белов В.П., Филиппов Ю.Г. Численное моделирование суммарных колебаний уровня Белого моря // Метеорология и гидрология. 1985. № 7. С. 63–69.

Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. – М.: Мир, 1988.

Гидрология устьевой области Северной Двины / Под ред. М.И. Зотина, В.Н. Михайлова, М.: Гидрометеоиздат, 1965.

Гидрометеорологические риски / Под ред. Р.Н. Карлина. СПб.: Минобрнауки РФ, 2008.

Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 2. М.: Мир, 1986.

Жуков Л.А. Общая океанология. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря. СПб.: РГМУ, 2004.

Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1971.

Лебедева С.В., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Федорова Т.А. Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование // Гео-риски. 2015. № 1. С. 18–25.

Лоция Белого моря, откорректирована по извещениям мореплавателям Гидрографической службы Краснознаменного Северного флота, ГУНиО МО. Ч. I, вып. 19; ч. II, вып. 6. 1972.

Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б.Х. Глуховского. Л.: Гидрометеоиздат, 1991.

Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993.

Federal Emergency Management Agency (FEMA). Coastal Flooding Hurricane Storm Surge Model. Vol. I–II, FEMA. Washington, DC, 1988.

Jelesnianski C.P. SPLASH (Special program to list the amplitudes of surges from hurricanes): I. Landfall storms // NOAA Technical Mem. NWS TDL. 1972. Vol. 46.

Jelesnianski C.P., Shaffer J.W.A. SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes) // NOAA Technical Rep. NWS. 1992. Vol. 48.

Murty T.S. Storm surges- Meteorological ocean tides. Department of fisheries and oceans, Ottawa, 1984.

Resio D.T., Westerink J.J. Modeling the physics of storm surges // Physics Today. 2008. P. 33–38.

SMS Surface-water Modeling System User Manual (v11.1), 2013.

Stewart R.H. Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography. Texas A & M University, 2006.

Поступила в редакцию 29.12.2014

Принята к публикации 11.12.2015

A.D. Korablina¹, V.S. Arkhipkin², T.V. Samborski³

MODELING FEATURES FORMATION STORM SURGE IN A DYNAMIC SYSTEM WHITE SEA – MOUTH AREA NORTHERN DVINA RIVER

This study analyses the application of mathematical modeling for the examination of specific characteristics of the storm surges formation in the Dvina Bay. The simulation of storm surges in the White Sea was performed with due consideration of the mouth area of the Dvina River. The Surface Modeling System (SMS 11) Aquaveo made it possible to construct an unstructured triangulated mesh for the whole White Sea including two external liquid boundaries: one in the Gorlo at the entrance to the sea and another

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Oceanology, post-graduate student; e-mail: jacksparrow91@bk.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Oceanology, Assistant Professor, PhD. in Geography; e-mail: victor.arkhipkin@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Oceanology, Assistant Professor, PhD. in Geography; e-mail: kylevi85@mail.ru

in the Pinega River mouth. According to ADCIRC model results features of water circulation in the Dvina River mouth area were identified. The numerical experiments have for the first time demonstrated the specifics of storm surge distribution in the delta channels and in the Dvina River mouth. Depending on the wind direction the storm surge has a maximum height either in the river mouth, or in the eastern-most channel. Apart from the level of tides and storm surges the ADCIRC model visualizes the currents speed and directions, while a small-scale mesh allows seeing the structure of the coastal currents in the deltaic channels.

Key words: storm surges, the White Sea, ADCIRC.

Acknowledgements. The research was financially supported by the Russian Science Foundation (project No 14-37-00038).

REFERENCES

- Belov V.P., Filippov Ju.G.* Chislennoe modelirovanie summarnykh kolebaniy urovnja Belogo morja [Numerical simulation of total fluctuations in the White Sea], *Meteorologija i gidrologija*, 1985, no 7, pp. 63–69 (in Russian).
- Bouden K.* Fizicheskaja okeanografija pribrezhnykh vod [Physical oceanography of coastal waters], – Moscow, Mir, 1988 (in Russian).
- Federal Emergency Management Agency (FEMA). Coastal Flooding Hurricane Storm Surge Model. Vol. I–II, FEMA, Washington, DC, 1988.
- Gidrologija ust'evoj oblasti Severnoj Dviny [Hydrology mouth area of the Northern Dvina], pod red. M.I. Zotina, V.N. Mihajlova, M., Gidrometeoizdat, M.: 1965 (in Russian).
- Gidrometeorologicheskie riski [The hydrometeorological hazards], pod red. R.N. Karlina, SPb.; Minobrnauki RF, 2008 (in Russian).
- Gill A.* Dinamika atmosfery i okeana [The dynamics of the atmosphere and ocean], Vol. 2, Moscow, Mir, 1986 (in Russian).
- Inzhebejkin Ju.I.* Kolebanija urovnja Belogo morja [White sea level fluctuations], SPb., RGGMU, 2004 (in Russian).
- Jelesnianski C.P.* SPLASH (Special program to list the amplitudes of surges from hurricanes): I. Landfall storms // NOAA Techn. Mem. NWS TDL. 1972. Vol. 46.
- Jelesnianski C.P., Shaffer J.W.A.* SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes) // NOAA Techn. Rep. NWS. 1992. Vol. 48.
- Labzovskij N.A.* Neperiodicheskie kolebanija urovnja morja [Non-periodic oscillations of the sea level], Leningrad, Gidrometeoizdat, 1971 (in Russian).
- Lebedeva S.V., Alabjan A.M., Krylenko I.N., Fedorova T.A.* Navodnenija v ust'e Severnoj Dviny i ih modelirovanie [Modeling flooding in the mouth of the Northern Dvina], *Georisk*, 2015, no 1, pp. 18–25 (in Russian).
- Locija Belogo morja [Pilot book of the White Sea], otkorrektirovana po izveshhenijam moreplavateljam Gidrograficheskoy sluzhby Krasnoznamennogo Severnogo flota, 1972. GUNiO MO, t. I, vyp. 19; t. II, vyp. 6 (in Russian).
- Murty T.S.* Storm surges- Meteorological ocean tides. Department of fisheries and oceans, Ottawa, 1984.
- Proekt «Morja SSSR». Gidrometeorologija i gidrohimija morej SSSR [The «Sea of the Soviet Union». Hydrometeorology and hydrochemistry of USSR seas]. Vyp. 2. Beloe more [White Sea], Vyp. 1. Gidrometeorologicheskie uslovija [Hydrometeorological conditions], pod red. B.H. Gluhovskogo, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1991 (in Russian).
- Rabinovich A.B.* Dlinnye gravitacionnye volny v okeane: zahvat, rezonans, izluchenie [Long gravity waves in the ocean: the capture of resonance radiation], SPb.: Gidrometeoizdat, 1993 (in Russian).
- Resio D.T., Westerink J.J.* Modeling the physics of storm surges // *Physics Today*. 2008. P. 33–38.
- SMS Surface-water Modeling System User Manual (v11.1), 2013.
- Stewart R.H.* Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography, Texas A & M University, 2006.
- Zhukov L.A.* Obshhaja okeanologija [Oceanography], Leningrad, Gidrometeoizdat, 1976 (in Russian).

Received 29.11.2014

Accepted 11.12.2015