

О структуре вдоль геострофических и поперечных к ним течений в Западной, Центральной и Юго-Восточной Балтике при западных и северо-восточных ветрах

Н.Н. Голенко¹, М.Н. Голенко¹

¹*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН
Калининград, 236000, Россия
E-mail: mariya.golenko@atlantic.ocean.ru*

Проводится численное моделирование (на основе РОМ) пространственной структуры скорости течений в Западной, Центральной и Юго-Восточной Балтике. Предложен метод разделения скорости на составляющие вдоль баротропной геострофической компоненты скорости, и составляющие, направленные поперек этой компоненты. Поскольку вдоль геострофические составляющие скорости направлены вдоль изобат, которые заранее известны, то построенные пространственные распределения скорости могут быть весьма полезными при попытках воспроизвести течения другими методами, например, при анализе данных спутниковых измерений. Для исследуемого региона Балтики рассматривались пространственные распределения скорости течений, которые возникают при западных и северо-восточных ветрах. Именно при таких ветрах возникают наиболее интенсивные квазигеострофические течения у южного побережья Балтийского моря, в том числе у побережья Польши, Калининградской области, Литвы. Помимо анализа распределений скорости течений на поверхности в виде двух составляющих, направленных вдоль геострофического направления и поперек его, для поверхностного слоя были получены оценки агеострофических составляющих течений.

Ключевые слова: Балтийское море, геострофические и агеострофические течения.

Введение

При достаточно продолжительном ветровом воздействии в море возникают дрейфовые (экмановские) течения, а в прибрежных областях, там, где экмановский перенос вызывает наклон уровня плотности, формируются геострофические течения как эффект приспособления вращающейся жидкости к действию силы тяжести. Такие геострофические течения возникают при ветрах, направленных приблизительно вдоль береговой линии и при достаточной продолжительности вызывающих апвеллинг или даунвеллинг.

Дрейфовые течения, которые направлены под некоторым углом к направлению ветра (от $\sim 10^\circ$ до 45°), частично накладываются на геострофические течения. Дополнительный вклад в скорость могут вносить нелинейные эффекты, например эффекты, связанные с нелинейной адвекцией. В результате приблизительно вдоль береговой линии формируются течения, которые при достаточно сильном ветре приобретают струйный характер. Именно такие течения, определяемые в конечном итоге ветровыми воздействиями, и достаточно регулярно возникающие в Балтийском море, исследовались в настоящей работе.

Для описания динамики моря представляется важным установить не только амплитуду и преобладающие направления струйных течений, но определить также относительные вклады геострофических и агеострофических составляющих скорости. Для фактического описания течений даже для ограниченного района моря требуются полигонные измерения в нескольких точках. Их необходимость вызвана тем, что на

практике, даже если волновые составляющие, которые значительно усложняют картину течений, малы, интенсивность и направление течений существенно зависят от ряда сложно учитываемых параметров (неоднородность рельефа, неоднородность ветрового воздействия, неоднородности термохалинной структуры).

Такого рода исследования, например, были проведены у Орегонского побережья в 1999 г. и описаны в работах (Oke et al., 2002(a,b)). Было показано, что и на предварительном этапе, предшествовавшем полигонным измерениям, и при последовавшем анализе активно использовалось численное гидродинамическое моделирование на основе POM. Следует, однако, отметить, что полигонные измерения течений из-за их дороговизны проводятся редко. Для исследования течений приходится ограничиваться моделированием. Такой подход оправдывается тем, что полученные при моделировании результаты хорошо согласуются с отдельными натурными наблюдениями термохалинных полей в Балтике при апвеллинге (Голенко, Голенко, Щука, 2009), с данными ADCP скорости течений в отдельных точках (Голенко, Голенко, 2012), со спутниковыми снимками (Zhurbas, Laanemets, Vahtera, 2008; Голенко и др., 2012).

В настоящей работе на основе численного моделирования проводится исследование неволновых течений на поверхности Балтийского моря. Особое внимание уделено рассмотрению района моря, прилегающего к побережью Калининградской области и к побережьям Польши и Литвы (*рис. 1*). Этот район характеризуется достаточно изрезанной береговой линией и изменчивым рельефом дна. Наряду с общей скоростью отдельно рассматриваются геострофические и агеострофические составляющие скорости, которые разделяются в свою очередь на составляющие, направленные вдоль геострофического течения и поперек его. Предложено отдельно анализировать распределения составляющих скорости, направленных вдоль геострофического направления и поперек его, поскольку эти составляющие описывают движения приблизительно вдоль и поперек изобат. Распределения этих компонент, например, наглядно показывают влияние различных эффектов динамики на перенос пассивной примеси. Поскольку наиболее интенсивные геострофические течения возникают при даунвеллинге и апвеллинге, то в исследуемой области Балтики было естественно рассмотреть ветровые воздействия западных и северо-восточных направлений.

Гидродинамическая модель и использовавшиеся ветровые воздействия

В настоящей работе использовались две разновидности численной модели, каждая из которых основывалась на Принстонской модели океана (POM) (Blumberg, Mellor, 1987). Принстонская модель является трехмерной, гидростатической, по вертикали в ней исполь-

зуется σ -координата, применяется расщепление на внешнюю (баротропную) и внутреннюю (бароклинную) моды. Для расчёта коэффициентов вертикального обмена импульсом, телом и солью в ROM встроена подмодель турбулентности Меллора-Ямады (Mellor, Yamada, 1982) с замыканием второго порядка.

Одна из разновидностей модели охватывала Юго-Восточную Балтику (*рис. 1*) и позволяла достаточно быстро проводить модельные эксперименты с высоким горизонтальным пространственным разрешением ~ 1 км вдоль направлений X и Y . Для этой модели был специально подготовлен массив рельефа дна, описывающий неоднородности с масштабом около 1 км. Другая разновидность модели охватывала широкую область от Арконского до Готландского бассейна и имела горизонтальное разрешение $\sim 1,8$ км. Рельеф дна при запуске этой модели был взят из работы (Seifert, Kayser, 1995). По вертикали в обоих вариантах было задано 36 σ - слоёв. На частично открытых боковых границах областей моделирования было задано условие излучения (Андросов, Вольцингер, 2005; Blumberg, Mellor, 1987). Начальная стратификация по температуре (T) и солёности (S) была взята однородной по горизонтали. Рассматривались различные типы вертикальной стратификации: летней тип, для которого характерен достаточно обширный термоклин в диапазоне 5-35 м, промежуточный (осенний) тип с термоклинном в диапазоне ~ 25 -35 м, и зимний, для которого характерен однородный (верхний) слой до глубины ~ 65 м. Во всех случаях вертикальная структура поля солёности была почти однородной до ~ 60 -70 м, а глубже начинался халоклин.

Некоторые различия в динамике, которые возникают в различные сезоны (и которые наиболее выражены в промежуточных слоях, где наблюдается градиент плотности), принципиально не влияют на пространственную структуру неволновых течений в верхнем приповерхностном слое, который рассматривается в настоящей работе. Ниже будут представлены скорости приповерхностных течений и их параметры, вычисленные на основе начальных данных термохалинных полей, которые характерны для конца лета – начала осени, когда верхний однородный слой углубляется до 20 - 30 м и при этом остается выраженным термоклин в диапазоне ~ 25 -35 м. Расчеты скорости приповерхностных течений для других сезонов принципиально не отличались от представленных данных.

Силовое воздействие создавалось за счет напряжения ветра, которое линейно нарастало от нуля до $2,3 \cdot 10^{-4}$ Н/м² (такому напряжению ветра соответствует скорость ≈ 12 м/с). Ветер усиливался на протяжении 12 ч. после чего оставался неизменным. Расчеты проводились при ветровом воздействии западного и северо-восточного направлений.

У южного побережья Юго-Восточной и Юго-Западной Балтики ветры западного и северо-восточного направлений будут приводить к явлениям даунвеллинга и апвеллинга соответственно, и вызывать достаточно интенсивные геострофические течения и экмановский перенос. При этом важно отметить, что западные ветра заметно преобладают над акваторией Балтики. Повторяемость северо-восточных ветров примерно в 2,3-2,5 раза меньше, чем повторяемость западных ветров (Голенко, Голенко, 2011).

Разделение скорости течений на геострофические, вдоль геострофические и поперечные к ним составляющие

При численном моделировании непосредственно рассчитываются составляющие скорости течений, ориентированные вдоль направлений запад-восток и юг-север (U, V) . В настоящей работе для поверхностного слоя дополнительно рассчитывались составляющие скорости, направленные вдоль геострофического течения U_s и поперек его U_t . Эти составляющие будут использоваться как опорные (реперные) данные для определения направления струй и возможных их угловых отклонений от вдоль геострофического направления при рассмотрении общей картины течений в рассматриваемой области. При этом под геострофическим течением понимаются установившиеся течения, которые возникают во вращающейся жидкости при взаимном приспособлении неоднородного по горизонтали поля плотности и поля скорости, как это описано в задаче Россби (Gill, 1976; Rossby, 1938). Для поверхности моря геострофические течения совпадают с баротропной составляющей геострофической скорости (U_b, V_b) , рассчитываемой через баротропные горизонтальные градиенты давления (Mellor, 2004; Stewart, 2006):

$$(U_b, V_b) = (-g \frac{\partial \eta}{\partial y} / f, g \frac{\partial \eta}{\partial x} / f),$$

где x, y – горизонтальные координаты, $\eta(x, y, t)$ – возвышение свободной поверхности, g – ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса, ρ – отклонение плотности от среднего значения, ρ_0 – среднее (номинальное) значение плотности.

Рассмотрим поля общей скорости и геострофической скорости на поверхности моря (рис. 1 (а) и (б)). Для этого выберем данные, полученные для северо-восточного ветра продолжительностью 3 сут. (все последующие рисунки будут соответствовать ветрам такой же продолжительности и той же интенсивности, как это указано в разделе 2). Совместное рассмотрение общей и геострофической скоростей (рис. 1 (в)) показывает, что существует заметное различие их амплитуд и направлений.

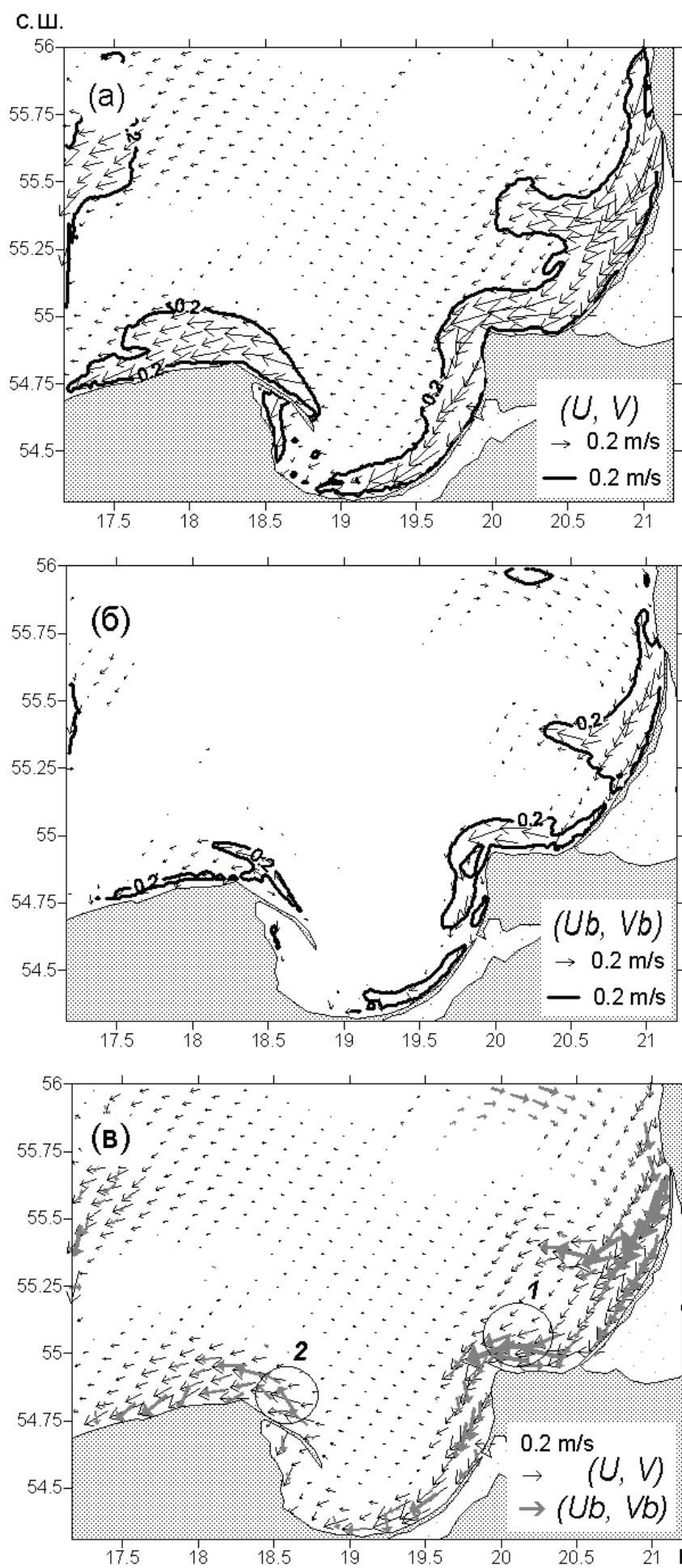


Рис. 1. Распределения векторов скоростей течений на горизонте 5 м для юго-восточного района Балтийского моря при северо-восточном ветре: (а) — векторы суммарной скорости (U, V) и изолиния, указывающая границы области, где амплитуда течений превышает 0,2 м/с; (б) — векторы баротропной геострофической скорости (U_b, V_b) и изолиния 0,2 м/с; (в) — наложенные друг на друга векторы скоростей (U, V) и (U_b, V_b) , показывающие расхождения направлений суммарной скорости (черные стрелки) и баротропной геострофической скорости (серые стрелки). Цифрами 1 и 2 отмечены области, где угловые отклонения векторов (U, V) от векторов (U_b, V_b) направлены против часовой стрелки

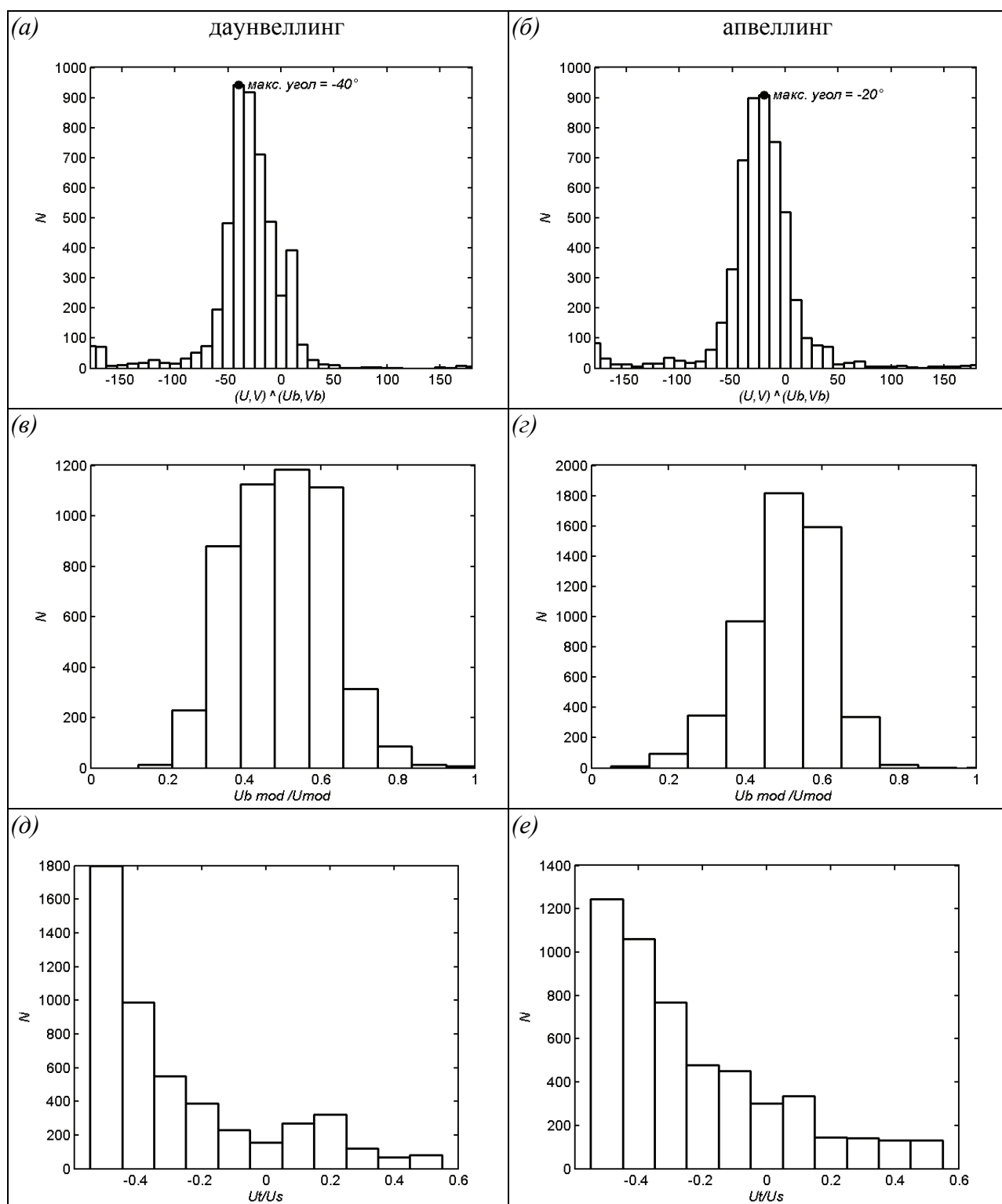


Рис. 2. (а, б) - гистограммы, описывающие отклонения общего вектора скорости (U, V) от баротропной геострофической скорости (U_b, V_b) , (в, г) - гистограммы отношения величины баротропного геострофического течения к общей скорости $U_{b\ mod} / U_{mod}$, где $U_{b\ mod} = (U_b^2 + V_b^2)^{1/2}$, (д, е) - гистограммы, описывающие отношение составляющей скорости, поперечной к геострофическому течению, к составляющей, направленной вдоль геострофического течения U_t / U_s . N означает количество точек модельной сетки, в которых $U_{mod} \geq 0,2$ м/с и значение рассматриваемой характеристики находится в определенном диапазоне, отмеченном на горизонтальной оси. Рисунки (а), (в) и (д) относятся к западному ветру, (б), (г) и (е) – к северо-восточному ветру длительностью 3 сут. Данные приведены для горизонта 5 м

На модельной сетке были выделены точки, в которых амплитуды скорости $U_{mod} = (U^2 + V^2)^{1/2}$ превосходили определенный уровень таким образом, что выделяемая зона охватывала лишь прибрежные области, в которых формируются струйные течения. Результаты численных экспериментов, полученные для скорости ветра с амплитудой ~ 12 м/с, показали, что критической скорости течений соответствовала амплитуда $U_{mod} = 0,2$ м/с. Области, в которых амплитуда превышала критические значения, были выделены и представлены на *рис. 1 (а) и (б)*. Отдельно для апвеллинга и даунвеллинга, для всех точек, в которых $U_{mod} \geq 0,2$ м/с, были рассчитаны гистограммы углов, описывающих отклонения вектора общей скорости (U, V) от баротропной геострофической скорости (U_b, V_b) (*рис. 2 (а), (б)*), гистограммы отношения величины баротропного геострофического течения к общей скорости $U_{b\ mod} / U_{mod}$, где $U_{b\ mod} = (U_b^2 + V_b^2)^{1/2}$ (*рис. 2 (в), (г)*), а также гистограммы, описывающие отношение составляющей скорости, поперечной к геострофическому течению, к скорости, направленной вдоль геострофического течения U_t / U_s (*рис. 2 (д), (е)*). В работе рассматривается правая система координат, поэтому угол отклонения векторов считается положительным, если он отсчитывается против часовой стрелки. При анализе вдоль геострофических и поперечных к ним составляющих скоростей за ось абсцисс принято геострофическое направление.

Рисунки 2 (а) и (б) показывают, что струи, которые описываются общей скоростью, в подавляющем большинстве случаев заметно отклоняются от направления скорости баротропного геострофического течения. Наиболее вероятные отклонения струй составляют примерно $15 - 45^\circ$ вправо (по часовой стрелке) по отношению к баротропной геострофической скорости. Это в большинстве случаев согласуется с направлением экмановского переноса, который усиливает амплитуду скорости струи. Однако, для определенных участков береговой линии и соответствующего рельефа экмановский перенос и, следовательно, результирующее течение могут отклоняться влево (против часовой стрелки) по отношению к баротропной геострофической скорости. При северо-восточном ветре такие аномальные отклонения были отмечены вблизи северного побережья Самбийского полуострова и вдоль косы Хель (см. область, обозначенную цифрой 2 на *рис. 1 (в)*). При западном ветре это отмечается в районе, прилегающем к западной границе Самбийского полуострова и вблизи Куршской косы. Отметим, что в стационарном случае геострофическая скорость U_b направлена примерно вдоль изобат, а поперек градиента глубины ∇H она равна нулю: $U_b \cdot \nabla H \approx 0$. Такое приближенное равенство получено из проинтегрированного по вертикали баланса завихренности, рассмотренного, например, в работах (Csanady, 1982; Lehmann, Krauss, Hinrichsen, 2002):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{f}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{g}{H} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho H} \nabla \times \tau,$$

где ζ – завихренность баротропного потока, H – глубина водного слоя, $\bar{\tau}$ – вихрь поля скорости ветра. Гистограммы на рис. 2 (а) и (б) показывают, что аномальные отклонения струй отмечаются относительно редко.

Анализ гистограмм на рис. 2 (в) и (г) показывает, что наиболее вероятные скорости в струе примерно в 2 раза выше геострофической скорости. Наиболее вероятные значения отношения $U_{b\ mod}/U_{mod}$ в области интенсивных течений составляют примерно 0,5 для даунвеллинга и около 0,6 для апвеллинга. Гистограмма соотношения $U_{b\ mod}/U_{mod}$ для апвеллинга выглядит менее однородной и более резкой по сравнению с гистограммой для даунвеллинга. Это означает, что при апвеллинге струи более узкие и резкие, а при даунвеллинге – более размытые.

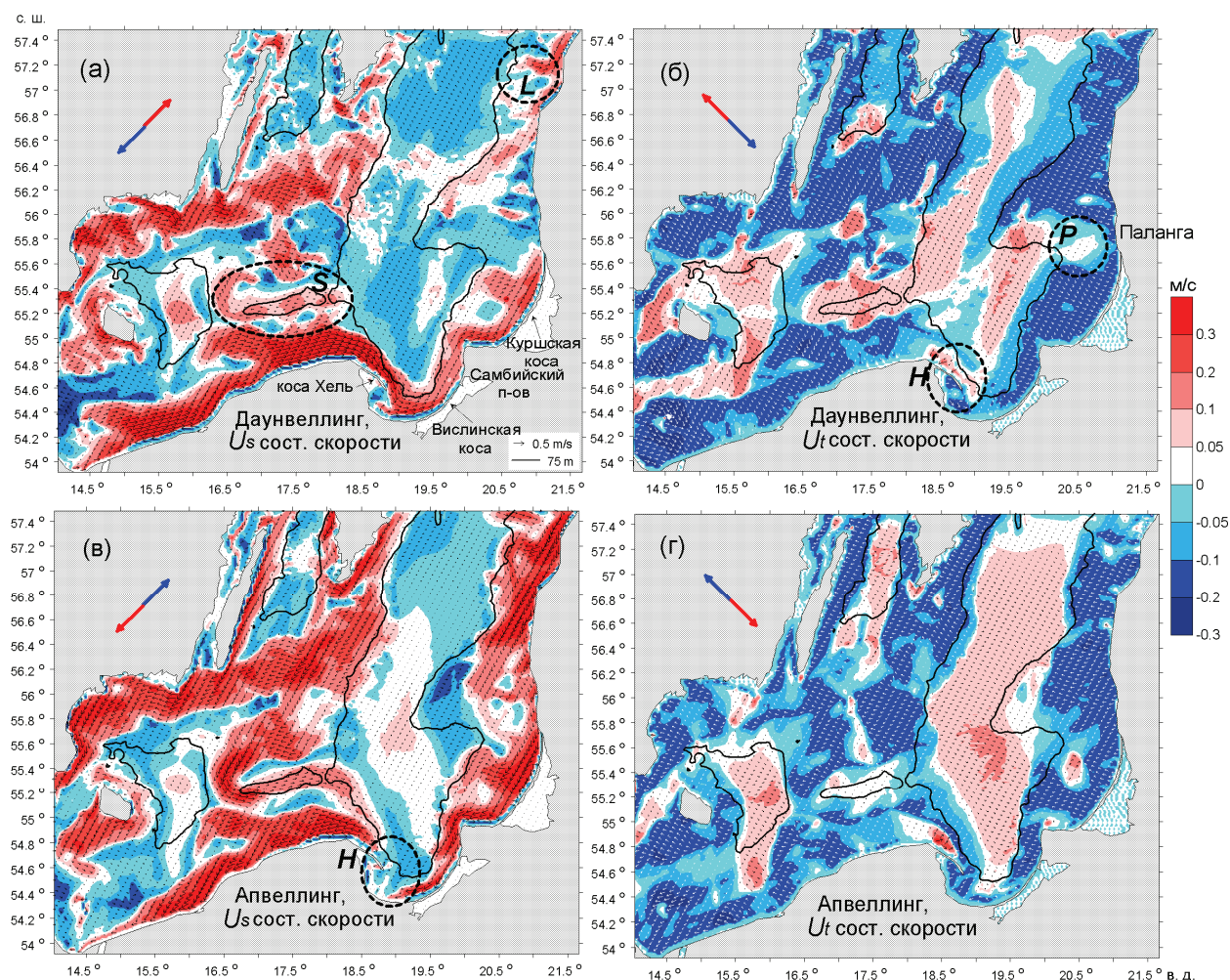


Рис. 3. Пространственные распределения составляющих скорости, направленных вдоль баротропного геострофического течения U_s (а, в) и поперек его U_t (б, г), полученных проецированием результирующей скорости на направления поперек баротропного градиента давления ($-g/f\partial\eta/\partial y$, $g/f\partial\eta/\partial x$) и вдоль его. Рисунки (а) и (б) относятся к западному ветру, (в) и (г) – к северо-восточному. Данные приведены для горизонта 5 м. Распределения амплитуды составляющих скорости U_s и U_t отображены оттенками красного и синего цветов, их направления и интенсивность – в виде стрелок (стрелки указывают направления поперек и вдоль баротропного градиента давления соответственно). Красные и синие стрелки в левом верхнем углу каждого распределения показывают преобладающие направления скоростей, отмеченных тем же цветом. Черной линией обозначена изобата 75 м

Гистограммы, описывающие отношения поперечных и вдоль геострофических скоростей U_t/U_s в областях интенсивных течений, (рис. 2 (d) и (e)) показывают, что наиболее вероятными являются поперечные скорости, направленные приблизительно в сторону берега при даунвеллинге и в сторону открытого моря при апвеллинге (за базис принята правая двойка векторов с осью абсцисс, направленной в сторону геострофического течения). Это также хорошо видно на горизонтальных распределениях поперечной скорости U_t , представленных на рис. 3 (б) и (г), которые будут описаны ниже. При этом отмечается некторый небольшой вклад противоположных направлений, которым соответствуют величины на положительных осях на рис. 2 (d) и (e). Отметим, что максимальные значения поперечной скорости часто составляют примерно половину амплитуды вдольберегового течения. Гистограммы (d) и (e) также показывают, что распределение поперечных течений при апвеллинге является более однородным по сравнению с даунвеллингом.

Структура вдоль геострофических и поперечных к ним составляющих неволновых течений в Западной, Центральной и Юго-Восточной Балтике

Были рассмотрены пространственные структуры скорости неволновых течений в западной, центральной и юго-восточной частях Балтики при западном и северо-восточном ветрах. Специально анализировались составляющие скоростей течений U_s , направленные вдоль баротропного геострофического течения (поперек баротропного градиента давления $(-g/f \cdot \partial \eta / \partial y, g/f \cdot \partial \eta / \partial x)$), и составляющие U_t , направленные поперек него. Разделение на составляющие становится важным, когда вектор геострофического течения заметно отклоняется от вектора общей скорости. На рис. 3 представлены описанные выше составляющие течений, возникающие при западном и северо-восточном ветрах длительностью 3сут, приводящих к даунвеллингу и апвеллингу на южной границе моря. Западному ветру соответствуют рис. 3 (a) и (б), северо-восточному – рис. 3 (в) и (г).

Видно, что структуры вдоль геострофических течений U_s при западном (рис. 3 (a)) и северо-восточном (рис. 3 (в)) ветрах заметно отличаются. При западном ветре составляющая U_s практически не прерывается вдоль польского побережья, побережья Калининградской области и Куршской косы. Далее, в районе побережий Литвы и Латвии, ветер оказывается направленным перпендикулярно береговой линии, и квазигеострофические вдольбереговые течения прерываются. В северо-восточной части рассматриваемого района отдельные фрагменты составляющей U_s обнаруживаются в открытом море на склонах (в районе глубин ~ 60 м), где изобаты направлены под углом к берегу, и в эту же сторону направлены баротропные течения (фрагмент L на рис. 3 (a)).

При северо-восточных ветрах квазигеострофические течения прерываются в области от основания Вислинской косы до косы Хель (фрагмент *H* на *рис. 3 (в)*). В областях, примыкающих к литовскому берегу и к побережью Калининградской области, течения имеют перемежающуюся структуру, очевидно связанную с неоднородностями рельефа дна и искривлениями береговой линии.

Специфические особенности скорости течений отмечаются в районе Слупского желоба. Поскольку в этом районе компонента U_t относительно мала, то при анализе течений можно рассматривать лишь составляющую U_s . В самом желобе скорости течений и их геострофические составляющие направлены в сторону, противоположную ветру (фрагмент *S* на *рис. 3 (в)*). Таким образом, в этом районе формируется специфическая структура течений, которая отражает особенности динамики, когда перенос водных масс через Слупский порог и Слупский желоб будет происходить в направлении, противоположном ветру. Вблизи порога струя искривляется и течет в меридиональном направлении. При западных и северо-восточных ветрах течения направлены в противоположные стороны (*рис. 3 (а)* и *(в)*), но при этом имеют сходные в горизонтальной плоскости структуры. В частности, северо-восточный ветер на определенном этапе будет благоприятствовать транзиту вод через Слупский желоб во время затoka североморских вод в Балтику, что отмечалось другими исследователями, в том числе в работе (Krauss, Brügge, 1991)).

Пространственные особенности поперечных составляющих течений U_t при западном и северо-восточном ветрах представлены на *рис. 3 (б)* и *(г)*, соответственно. Следует учитывать, что поперечные составляющие в значительной степени связаны с экмановским переносом и в большинстве случаев направлены в сторону открытого моря при апвеллинге и, наоборот, в сторону берега при даунвеллинге. При этом на горизонтальных распределениях составляющих течений U_t проявляются структурные особенности и неоднородности. Выделяются области с высокими значениями: $-U_t \geq 10$ см/с, области со средними величинами: $5 \text{ см/с} \leq -U_t < 10 \text{ см/с}$ и области с малыми и противоположными значениями: $-U_t < 5 \text{ см/с}$.

При даунвеллинге выделяются области, расположенные приблизительно напротив Паланги и вблизи косы Хель (фрагменты *P* и *H* на *рис. 3 (б)*), где поперечные течения малы и приближаются к нулю. При апвеллинге аналогичные структуры отмечаются вблизи северного побережья Самбийского полуострова, вблизи Вислинской косы, где перемежаемость динамических полей достаточно велика, и в области, расположенной к западу от косы Хель. Отметим, что сами структуры поперечной скорости заметно отличаются при апвеллинге и даунвеллинге.

Области с высокими значениями поперечной скорости U_t отмечаются вдоль всего побережья Калининградской области, Литвы, а также вдоль значительной части польского побережья (рис. 3 (б) и (г)). Это означает, что в этих областях следует ожидать отток в открытое моря взвешенных в приповерхностном слое частиц при апвеллинговых ветрах, и наоборот, приток таких частиц в сторону побережья при западных, даунвеллинговых ветрах. Известно, что в Балтийском море, в особенности в западной и центральной его частях, существенно преобладают западные ветра. Поэтому в выделенных выше областях побережья в течение длительных периодов будут накапливаться взвешенные в приповерхностном слое частицы.

Результаты и выводы

1. На основе анализа данных скоростей течений в поверхностном слое Балтийского моря, полученных при гидродинамическом моделировании под воздействием западных и северо-восточных ветров (приводящих к возникновению геострофических струйных течений и формированию апвеллинга и даунвеллинга в определенных районах моря), предложен метод разделения векторного поля горизонтальной скорости на составляющие, направленные вдоль баротропного геострофического течения U_s и поперек его U_t . Расчеты вдоль геострофических и поперечных к ним компонент скорости показали, что в Балтийском море в поле каждой из этих компонент выделяются специфические области. Эти области различны как для самих компонент, так и для каждой отдельной компоненты при апвеллинговых и даунвеллинговых ветрах.

2. На примере юго-восточного побережья Балтики, где формируются струйные течения при апвеллинге и даунвеллинге, в виде гистограмм были рассмотрены направления и амплитуды векторов течений относительно геострофической составляющей. Показано, что амплитуды скорости течения в струе лишь на 50 - 60% обусловлены геострофической составляющей. Наиболее вероятное направление скорости примерно на 40 - 45° отклонено вправо (по часовой стрелке) от направления баротропной геострофической скорости. При этом отмечаются отдельные области с противоположными (против часовой стрелки) отклонениями течений, что связано с особенностями береговой линии и рельефа дна относительно скорости ветра, определяющего экмановский перенос.

3. Возникающие при западных и северо-восточных ветрах (с интенсивностью ~ 12 м/с) вдоль геострофические течения создают специфические пространственные структуры с высокими скоростями: 0,2 – 0,5 м/с. В отдельных областях струи прерываются. При северо-восточных ветрах, когда почти вдоль всего побережья юго-восточной Бал-

тики формируется апвеллинг, такой разрыв отмечается в области, примыкающей с востока к окончанию косы Хель (где круто меняется береговая линия). При западных даунвелинговых ветрах сходные структуры отмечаются к северу от Куршской косы.

Пространственные структуры поперечных течений, которые удобно выделить как области с относительно высокими – более 0,1 м/с, и низкими – менее 0,05 м/с значениями скорости, при апвеллинговых и даунвелинговых ветрах имеют различные специфические особенности. Во многих областях побережья эти особенности различаются только в деталях (например, в районе Куршской косы, у западного побережья Самбийского полуострова и вдоль восточного побережья Вислинской косы). В других районах, например, у северного побережья Самбийского полуострова и у побережья вблизи Паланги поперечные составляющие течений при западных и северо-восточных ветрах различаются существенно.

Представляется важным отметить область, прилегающую к косе Хель, где отмечается высокая пространственная перемежаемость при различных ветрах.

4. Характерные структуры приповерхностных течений отмечаются в области Слупского желоба. При западном ветре между южным (польским) берегом моря и южным флангом Слупского желоба формируется широкое, интенсивное вдоль геострофическое течение U_s (фрагмент S на *рис. 3 (а)*). На южном фланге Слупского желоба течение довольно резко снижается до нулевых значений, а в центральной части желоба принимает устойчивое, противоположное ветру направление, и имеет вид струи. При выходе из желоба в районе Слупского порога струя поворачивается на север и далее - на северо-восток. На северном фланге желоба скорости течений, также как и на южном, уменьшаются до нулевых значений.

При северо-восточном ветре отмечаются весьма сходные пространственные структуры течений, но при этом скорости имеют противоположные направления.

Отметим, что вдоль геострофические составляющие скорости направлены вдоль изобат, которые заранее известны. Поэтому специфические неоднородности, проявляющиеся вдоль изобат, при анализе данных спутниковых измерений могут быть сопоставлены с предложенными специфическими распределениями скоростей, что, как мы считаем, в ряде случаев, даст возможность более детального анализа спутниковых данных.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 12-05-00805, № 14-05-00520, № 14-05-00587.

Литература

1. Андросов А.А., Вольцингер Н.Е. Пролиты мирового океана. Общй подход к моделированию. СПб.: Наука, 2005. 187 с.
2. Голенко Н.Н., Голенко М.Н., Шука С.А. Наблюдение и моделирование апвеллинга в юго-восточной Балтике // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 20-27.
3. Голенко М.Н., Голенко Н.Н. Эффекты увлечения и завихренности при ветровом прибрежном апвеллинге и даунвеллинге на примере юго-восточной части Балтийского моря // Труды МФТИ. 2011. Т. 3. № 3. С. 56-63.
4. Голенко М.Н., Голенко Н.Н. О структуре динамических полей в юго-восточной Балтике при ветровых воздействиях, приводящих к апвеллингу и даунвеллингу // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 654–667.
5. Голенко М.Н., Буканова Т.В., Голенко Н.Н., Мельников В.А. О проявлении завихренности на радарных спутниковых снимках в период ледяной шуги на поверхности моря // Тезисы докладов Десятой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 12-16 ноября 2012 г. С. 249.
6. Blumberg A.F., Mellor G.L. A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model // Three-dimensional coastal ocean circulation model. Washington, DC: American Geophysical Union. 1987. P. 1-16.
7. Csanady G. T. Circulation in the coastal ocean. D. Reidel. Dordrecht, The Netherlands. 1982. 279 p.
8. Gill A. E. Adjustment under gravity in a rotating channel // J. Fluid Mech. 1976. Vol. 77. No. 3. P. 603-621.
9. Krauss W., B. Brüggе. Wind-produced water exchange between the deep basins of the Baltic Sea // J. Phys. Oceanogr. 1991. Vol. 21. No. 3. P. 373– 384.
10. Lehmann A., Krauss W., Hinrichsen H.-H. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea // Tellus. 2002. Vol. 54 (A). P. 299–316.
11. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. Vol. 20. P. 851-875.
12. Mellor G.L. User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical model. The revision. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, Princeton, NJ. 2004. 56 p.
13. Oke P.R., Allen J.S., Miller R.N., et al. A Modeling Study of the Three-Dimensional Continental Shelf Circulation off Oregon. Part I: Model–Data Comparisons. // J. Phys. Oceanogr. 2002a. Vol. 32. No. 5. P. 1360-1382.
14. Oke P.R., Allen J.S., Miller R.N., et al. A Modeling Study of the Three-Dimensional Continental Shelf Circulation off Oregon. Part II: Dynamical Analysis. // J. Phys. Oceanogr. 2002b. Vol. 32. No. 5. P. 1383-1403.
15. Rossby C.G. On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems, II. 1938. // J. Mar. Res. Vol. 5. P. 239-263.
16. Seifert T., Kayser B.A. high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea, Meereswissenschaftliche. Berichte // Marine Science Reports. Institute für Ostseeforschung Warnemünde. 1995.
17. Stewart R.H. Introduction to Physical Oceanography // On-line textbook: http://oceanworld.tamu/resources/ocng_textbook/ 2006.
18. Zhurbas V., Laanemets J., Vahtera E. Modeling of the mesoscale structure of coupled upwelling/downwelling events and the related input of nutrients to the upper mixed layer in the Gulf of Finland, Baltic Sea // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. No. C5. doi:10.1029/2007JC004280.

Structures of the geostrophic and cross-geostrophic currents in the Western, Central and South-Eastern Baltic under westerly and north-easterly winds

N.N. Golenko¹, M.N. Golenko¹

¹Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS

Kaliningrad 236000, Russia

E-mail: mariya.golenko@atlantic.ocean.ru

The characteristics of surface current spatial structure in the Western, Central and South-Eastern Baltic Sea are investigated on the basis of numerical modeling. In order to analyze current spatial structure, it is suggested to separate the whole model velocity into components directed along and across the barotropic geostrophic current velocity. Since the along geostrophic velocity components are directed along isobaths, which are known a priori, the derived current velocity distributions can be useful in attempts to reconstruct the currents using other methods, for example, analysis of satellite data. For the investigated region, current velocity distributions arising under westerly and north-easterly winds are considered. Namely under these wind directions the most intense quasi geostrophic currents arise

near the Southern coast of the Baltic Sea including the Polish, Kaliningrad region and Lithuanian coastal areas. In addition to the analysis of the mentioned above velocity components, estimations of the ageostrophic velocity components in the surface layer are obtained.

Keywords: Baltic Sea, geostrophic and ageostrophic currents.

References

1. Androsov A.A., Voltzinger N.E., *Proliviy mirovogo okeana. Obshchiy podhod k modelirovaniyu* (World ocean straits. A general approach to modeling), St.Petersburg: Nauka, 2005, 187 p.
2. Golenko N.N., Golenko M.N., Shchuka S.A., Nablyudeniye i modelirovaniye apvellinga v Yugo-Vostochnoy Baltike (Observation and modeling of upwelling in the Southeastern Baltic), *Okeanologiya*, 2009, Vol. 49, No. 1, pp.15-21.
3. Golenko M.N., Golenko N.N., Effekty uvlecheniya i zavihrennosti pri vetrovom pribrezhnom apvellinge b daunvellinge na primere yugo-vostochnoy chasti Baltiyskogo morya (Effects of the entrainment and vorticity during wind-driven coastal upwelling and downwelling by the example of the South-East Baltic), *Trudy MFTI*, 2011, Vol. 3, No. 3, pp. 56-63.
4. Golenko M.N., Golenko N.N., O structure dinamicheskikh poley v yugo-vostochnoy Baltike pri vetrovykh vozdeystviyakh, privodyashchih k apvellingu i daunvellingu (Structure of dynamic fields in the Southeastern Baltic during wind forcings that cause upwelling and downwelling), *Okeanologiya*, 2012, Vol. 52, No. 5, pp. 604-616.
5. Golenko M.N., Bukanova T.V., Golenko N.N., Melnikov V.A., O proyavlenii zavichrennosti na radarnykh sputnikovykh snimkah v period ledyanoy shugi na poverhnosti morya (About vorticity manifestation on radar satellite images during periods of sludge ice on the sea surface), *10 Vserossiyskaya konferentsiya 'Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa'* (10th Conf. "Current problems in remote sensing of the Earth from space"), Moscow, 12-16 November, 2012, Book of Abstracts, p. 249.
6. Blumberg A.F., Mellor G.L. *A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model*, Washington, DC: American Geophysical Union, 1987, pp. 1-16.
7. Csanady, G. T. *Circulation in the coastal ocean*, D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 1982, 279 p.
8. Gill A. E. Adjustment under gravity in a rotating channel, *J. Fluid Mech.*, 1976, Vol. 77, No. 3, pp. 603-621.
9. Krauss W., B. Brügge. Wind-produced water exchange between the deep basins of the Baltic Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 1991, Vol. 21, No. 3, pp. 373–384.
10. Lehmann A., Krauss W., Hinrichsen H.-H. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea, *Tellus*, 2002, Vol. 54 (A), pp. 299–316.
11. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1982, Vol. 20, pp. 851-875.
12. Mellor G.L. *User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical model. The revision*. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, Princeton, NJ, 2004, 56 p.
13. Oke P.R., Allen J.S., Miller R.N., et al. A Modeling Study of the Three-Dimensional Continental Shelf Circulation off Oregon. Part I: Model–Data Comparisons, *J. Phys. Oceanogr.*, 2002a, Vol. 32, No. 5, pp. 1360-1382.
14. Oke P.R., Allen J.S., Miller R.N., et al. A Modeling Study of the Three-Dimensional Continental Shelf Circulation off Oregon. Part II: Dynamical Analysis, *J. Phys. Oceanogr.*, 2002b, Vol. 32, No. 5, pp. 1383-1403.
15. Rossby C.G. On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems, *J. Mar. Res.*, 1938, Vol. 5, pp. 239-263.
16. Seifert T., Kayser B.A. *High resolution spherical grid topography of the Baltic Sea*, Meereswissenschaftliche Berichte, Marine Science Reports. Institute für Ostseeforschung Warnemünde, 1995.
17. Stewart R.H. *Introduction to Physical Oceanography*, On-line textbook: http://oceanworld.tamu/resources/ocng_textbook/ 2006.
18. Zhurbas V., Laanemets J., Vahtera E. Modeling of the mesoscale structure of coupled upwelling/downwelling events and the related input of nutrients to the upper mixed layer in the Gulf of Finland, Baltic Sea, *J. Geophys. Res.*, 2008. Vol. 113, No. C5. doi:10.1029/2007JC004280.