

УДК 551.465

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОД ПОВЕРХНОСТНОГО ОПРЕСНЕННОГО СЛОЯ В КАРСКОМ МОРЕ

© 2015 г. А. Г. Зацепин¹, В. В. Кременецкий¹, А. А. Кубряков²,
С. В. Станичный², Д. М. Соловьев²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
e-mail: zatsepin@ocean.ru

²Морской гидрофизический институт, Севастополь
Поступила в редакцию 16.05.2013 г., после доработки 26.06.2013 г.

Предложен новый метод расчета распространения опресненных вод от Обско-Енисейского взморья по акватории Карского моря на основе совместного учета влияния ветрового дрейфа и геострофических течений. Этот метод базируется на расчете течений в верхнем перемешанном слое с использованием средней динамической топографии морской поверхности, регулярных данных спутниковой альтиметрии об аномалиях уровня моря и параметризации ветрового дрейфа. Он уже использовался ранее для описания поверхностных течений в Черном море [7, 12]. Данный метод успешно верифицируется на основе сопоставления с данными натурных наблюдений в Карском море и спутниковыми изображениями морской поверхности в поле хлорофилла.

DOI: 10.7868/S0030157415040152

ВВЕДЕНИЕ

Одной из основных гидрологических структур Карского моря, ярко выраженных в летний период, является поверхностный опресненный слой (ПОС) [5]. Начало формирования этого слоя связано с паводком Оби и Енисея. В июне в море сбрасывается около 30% суммарного годового стока этих рек [17]. В результате перемешивания речных вод с морскими, на обширном Обско-Енисейском взморье образуется ПОС, соленость которого составляет 10–25 епс, а толщина – 5–15 м.

Дальнейшее распространение ПОС по акватории Карского моря происходит под влиянием ветрового дрейфа и геострофических течений [6]. Выделяют три типа распространения: “западный”, “центральный” и “восточный” [8, 9]. Западный тип характеризуется перемещением значительной части вод ПОС на запад и юго-запад. При этом воды ПОС в августе–сентябре достигают восточного берега Новой Земли. Такой тип распространения осуществлялся в 1993, 2007 и 2011 гг., когда в Карском море проводились экспедиционные исследования ИО РАН на НИС “Дмитрий Менделеев” (49-й рейс, 1993 г.) [1] и НИС “Академик Мстислав Келдыш” (54-й рейс, 2007 г. и 59-й рейс, 2011 г.) [2, 4, 5]. При центральном типе распространения воды ПОС перемещаются, главным образом, на север, а при восточном – на восток вдоль сибирских берегов к морю Лаптевых.

Гипотеза о том, что реализация того или иного типа распространения ПОС определяется межгодовыми различиями в ветровом воздействии, высказывалась различными авторами (см., например, [16]), однако первая попытка количественного исследования перемещения ПОС вследствие ветрового дрейфа была предпринята в [4]. В этой работе, в предположении, что весь интегральный экмановский дрейф сосредоточен в ПОС и происходит под углом 90° вправо от направления ветра, было показано, что доминировавший в июле–августе 2007 г. северный ветер мог вызвать наблюдавшийся западный перенос вод ПОС. Однако такой упрощенный подход к оценке перемещения вод ПОС, не учитывающий того, что: 1) дрейф ПОС не вполне экмановский [3]; 2) существенное влияние оказывают геострофические течения, – не позволяет описать реальную конфигурацию области ПОС и ее пространственно-временную изменчивость.

В то же время в [5] было высказано предположение, что существенную роль в транспорте опресненных вод может играть самоорганизующаяся динамика вод ПОС, обусловленная увеличением уровня моря над областью опреснения. Вследствие этого, во фронтальной зоне ПОС в результате геострофического приспособления должна наблюдаться антициклоническая циркуляция, а сама область опресненных вод должна представлять собой большую поверхностную антициклоническую линзу, подобную той, что моделировалась в лабораторных экспериментах [11].

Основные течения (Ямальское, Восточно-Новоземельское, течение в желобе Святой Анны), возможно, тоже играют некоторую роль в транспорте вод ПОС, главным образом, на северо-восток. В области Новой Земли динамическая фронтальная зона, связанная с Восточно-Новоземельским течением и с течением в желобе Святой Анны, по-видимому, ограничивает распространение вод ПОС на север [5, 6].

Совместный учет влияния ветрового дрейфа и геострофических течений, как фоновых, так и самоорганизующихся в области ПОС, на распространение опресненных вод от Обско-Енисейского взморья по акватории Карского моря может быть реализован в рамках нового подхода к расчету течений в верхнем перемешанном слое, основанном на знании средней динамической топографии морской поверхности, регулярных данных спутниковой альтиметрии об аномалиях уровня моря (АУМ) и параметризации ветрового дрейфа. Этот подход уже использовался ранее для описания поверхностных течений в Черном море [7, 12]. Применению этого подхода к описанию динамики ПОС в Карском море, его верификации на основе сопоставления с данными натурных наблюдений и анализу полученных расчетных результатов посвящена данная статья.

ПОВЕРХНОСТНЫЙ ХЛОРОФИЛЛ КАК МАРКЕР ВОД ПОС

Верификация метода расчета распространения вод ПОС на основе сопоставления с натурными данными имеет существенное временное ограничение, поскольку экспедиционные исследования в Карском море и в 2007, и в 2011 гг. проводились в сентябре. Поэтому представляется весьма важным найти достаточно хороший маркер, определяемый со спутников, с помощью которого можно проследить распространение области ПОС. Таким маркером, по-видимому, является поверхностный хлорофилл “а” (хл “а”), концентрация которого измеряется со спутников (далее – “спутниковый хлорофилл”). Следует отметить, что в данном случае нас не интересует, насколько хорошо концентрация спутникового хлорофилла соответствует концентрации хлорофилла, измеряемого *in situ*.

Связь спутникового хлорофилла с поверхностной соленостью области ПОС была обнаружена еще при анализе данных 2007 г. [5], однако не была исследована и описана. В данной статье мы восполняем отмеченный пробел. Предположение о существовании устойчивой связи между спутниковым хлорофиллом и поверхностной соленостью в области ПОС базируется на том обстоя-

тельстве, что пресные речные воды приносят в Карское море большое количество биогенных веществ, которые поддерживают продукцию фитопланктона в этом слое на протяжении всего периода его существования. Поэтому акватория, охваченная ПОС, должна характеризоваться более высоким уровнем содержания хл “а” и желтого вещества, по сравнению с не охваченными ПОС акваториями, за исключением зон апвеллинга и фронтальных зон, что и наблюдается в действительности.

На рис. 1 показаны карты спутникового хлорофилла, средние за сентябрь 2007 г. и сентябрь 2011 г., с наложенными на них контурами фронтальной зоны ПОС в поле поверхностной солености (изолиния 24 епс), построенными по данным экспедиционных исследований в сентябре 2007 г. и сентябре 2011 г. соответственно. К сожалению, карты спутникового хл “а” за сентябрь не вполне репрезентативны из-за маскирующего влияния облачности. Тем не менее, видно, что западная граница области повышенной концентрации хлорофилла приблизительно совпадает с изолинией 24 епс (в [17] и в ряде других работ в качестве границы области ПОС используется изолиния 25 епс).

Основываясь на этом совпадении, а также на результатах судовых измерений флуоресценции хлорофилла и поверхностной солености, свидетельствующих о повышенной концентрации хл “а” в области ПОС по сравнению с фоновыми значениями [4], будем считать, что спутниковый хлорофилл является маркером вод ПОС. В этом нас убеждает анализ карт спутникового хлорофилла (MODIS AQUA, MERIS-Envisat) за период с июня по сентябрь 2011 г., позволяющий проследить распространение области вод с повышенной его концентрацией от Обь-Енисейского взморья до восточного берега Новой Земли. Высокую корреляцию между концентрацией спутникового хлорофилла и соленостью в области фронтов ПОС демонстрирует также рис. 2, на котором приведена корреляционная зависимость между концентрацией спутникового хлорофилла, измеренного вдоль судовых галсов при пересечении фронтов ПОС, и поверхностной соленостью, измеренной на тех же галсах, выполненных в сентябре 2011 г. (59-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”). При построении зависимости использовались спутниковые данные с разрешением 4 км, осредненные за 3 дня и интерполированные на точки измерений с судна (приблизительно с интервалом 300 м).

В дальнейшем будем использовать карты спутникового хлорофилла для сопоставления с результатами расчета конфигурации области ПОС в разные месяцы его существования.

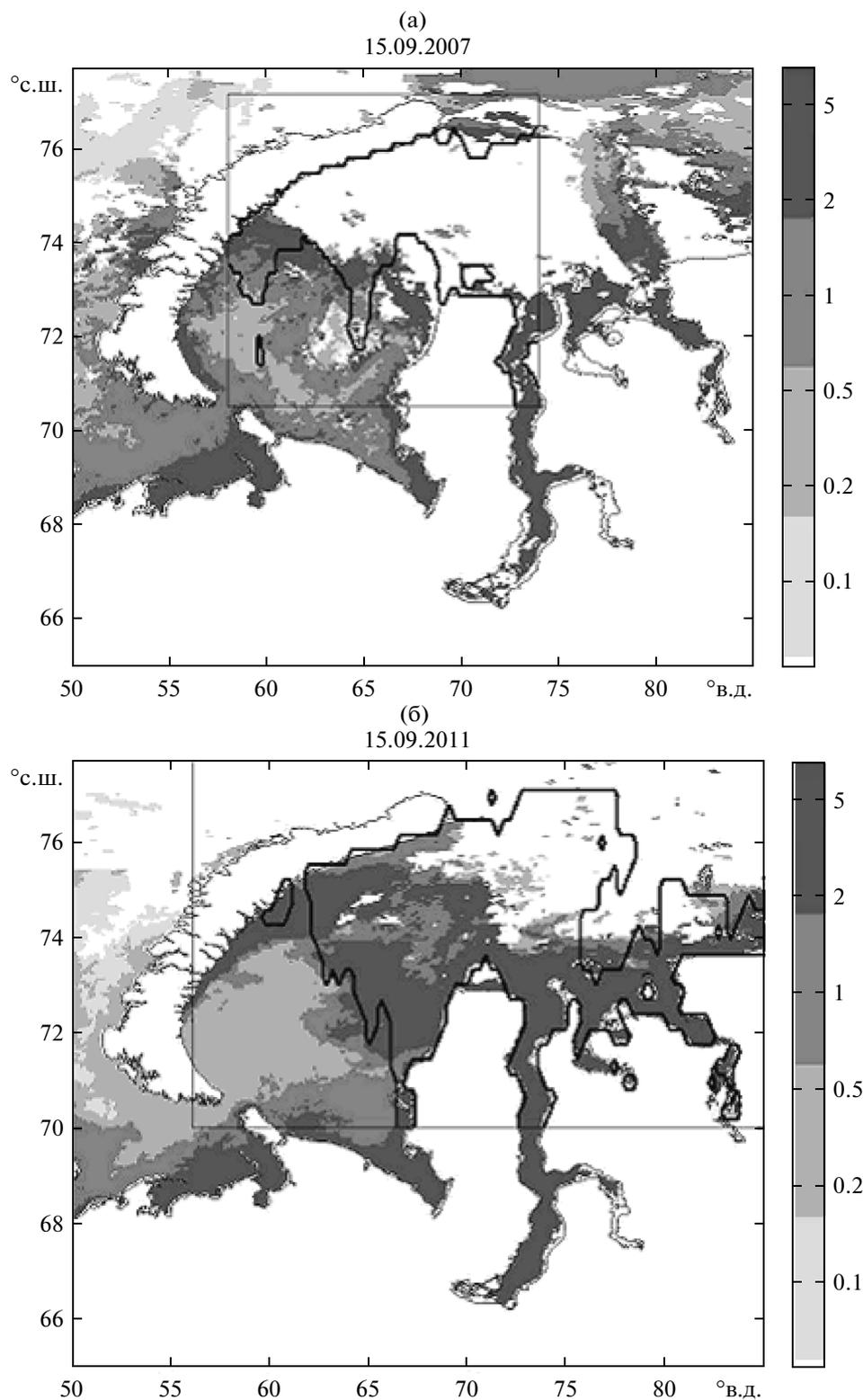


Рис. 1. Карты спутникового хлорофилла в Карском море за сентябрь 2007 г. (а) и за сентябрь 2011 г. (б) с наложенными на них контурами фронтальной зоны ПОС в поле поверхностной солёности, построенными по данным экспедиционных исследований в сентябре 2007 г. и сентябре 2011 г. соответственно. Справа – шкала концентраций хлорофилла в $\text{мг}/\text{м}^3$.

РАСЧЕТ ГЕОСТРОФИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МДТ И АУМ

Для расчета геострофической скорости поверхностных течений в Карском море использовались карты полной динамической топографии, полученные из архива AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>). Динамическая топография определялась как сумма картированных аномалий уровня моря, рассчитанных по комбинированным вдольтрековым измерениям современных спутниковых альтиметров с помощью алгоритмов, разработанных в [13–16], и средней динамической топографии из работ [14, 19]. Временное разрешение картированных данных – 7 дней, пространственное – 0.25° .

Поверхностные геострофические скорости течений рассчитывались из уравнения геострофического баланса:

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (1)$$

Здесь u_g , v_g – геострофические скорости, h – динамическая топография, g – ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса.

Осредненные ежемесячно геострофические карты для 2007 и 2011 гг. за сентябрь представлены на рис. 3 совместно с контурами границы области ПОС (изолиния 24 епс), построенной на основе данных экспедиционных исследований, выполненных в сентябре 2007 и 2011 гг. Видно, что в эти годы летом в центре Карского моря возникает антициклоническая циркуляция, причем западная граница круговорота приблизительно совпадает с западной границей ПОС. Расчеты показывают, что от июля к августу происходит усиление антициклонической циркуляции, ее продвижение на север для 2007 г. или на восток для 2011 г. В сентябре 2011 г. антициклоническая ячейка продолжает усиливаться (в первую половину месяца продолжает “работать” ветер северных румбов). В сентябре 2007 г. она несколько ослабевает по сравнению с августом, поскольку во второй половине августа происходит изменение направления преобладающего ветра с северного на южный. В октябре 2007 и 2011 гг. антициклоническая ячейка ослабевает и интенсифицируется северо-восточное течение, скорость которого у восточного побережья Новой Земли достигает 0.2–0.3 м/с. Это соответствует осеннему изменению направления преобладающих ветров с северного на южное.

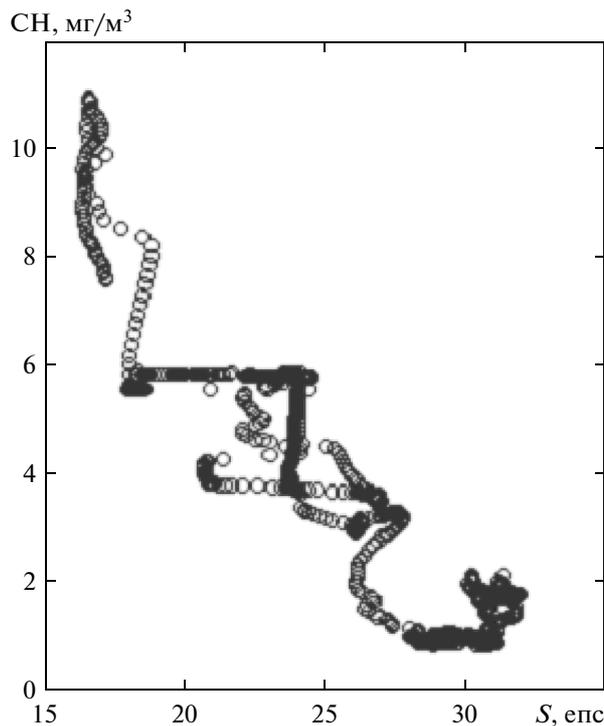


Рис. 2. Концентрация спутникового хлорофилла, мг/м^3 (СН, ось ординат) в зависимости от поверхностной солёности в епс (S , ось абсцисс), измеренной в проточной системе при пересечении фронтов ПОС по маршруту следования судна в Карском море в 59-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2011 г.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ВЕТРОВОГО ДРЕЙФА ВОД ПОС

Как уже указывалось ранее, корректное воспроизведение летне-осеннего распространения вод ПОС в Карском море возможно только на основе воспроизведения поверхностных геострофических течений и адекватной параметризации ветрового дрейфа, являющегося основным фактором, обеспечивающим разнообразие типов распространения ПОС от года к году [8, 9].

Для анализа изменчивости ветра использовались данные NCEP (National Centers for Environmental Prediction) на 1-градусной равномерной сетке с 6-часовым интервалом с сайта <http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/>. Данные реанализа NCEP представляют собой информацию о параметрах состояния атмосферы, полученную на основе ассимиляции метеорологических наблюдений с помощью ансамбля моделей динамики атмосферы.

Выше указывалось, что распространение вод ПОС обусловлено двумя основными факторами – геострофической циркуляцией и интегральным дрейфовым переносом.

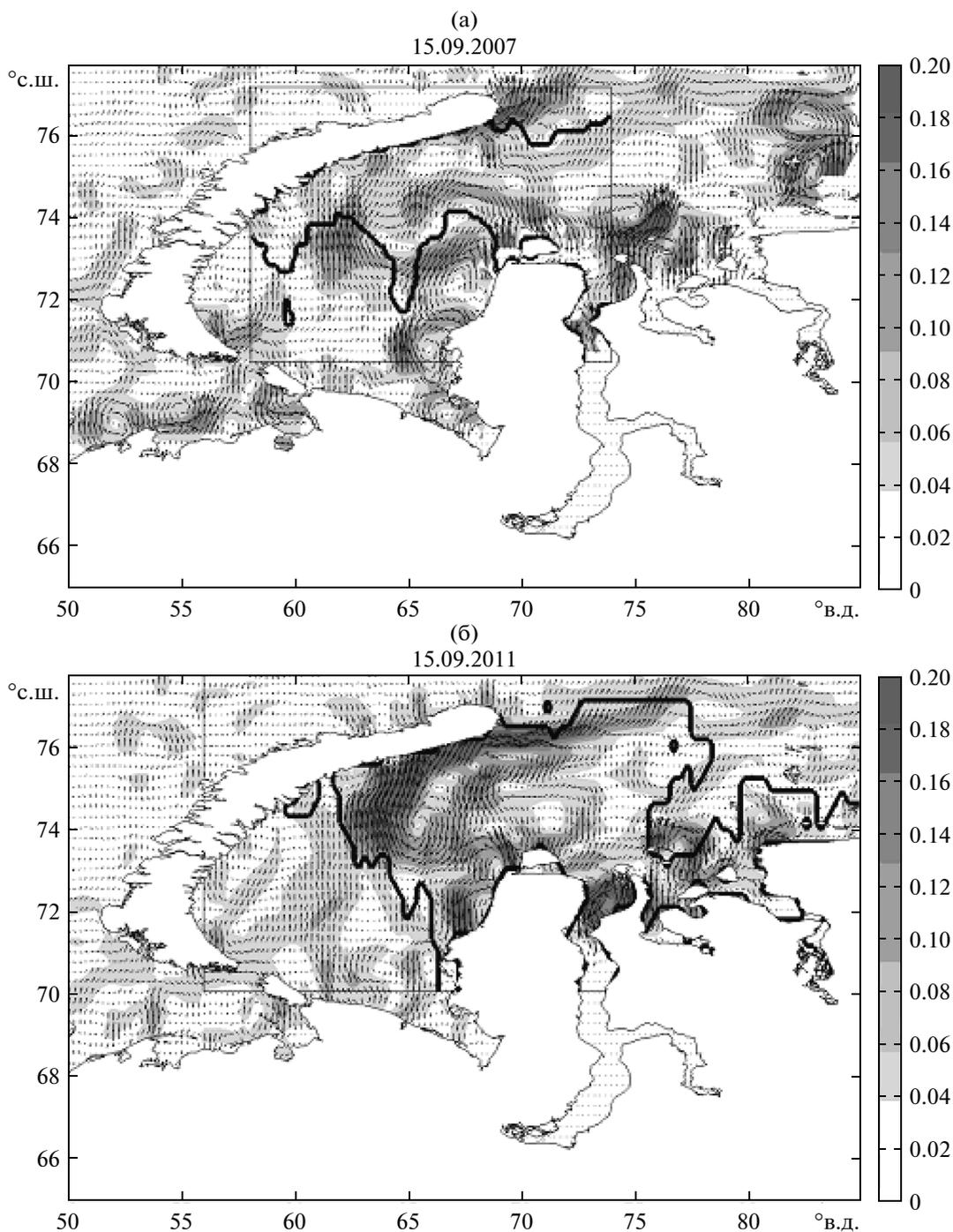


Рис. 3. Карты геострофических течений за сентябрь 2007 (а) и 2011 (б) годов. Справа – шкала скорости, см/с. Черный контур – фронт ПОС по судовым измерениям (изохалина 24 епс).

Геострофические течения были рассчитаны по формулам (1) с использованием данных спутниковой альтиметрии. Скорость интегрального переноса вод ПОС Ue определялась по формуле [18]:

$$Ue = \tau / \rho_w f H_0, \text{ где } \tau = c_d \rho_a |v| v. \quad (2)$$

Здесь τ – напряжение трения ветра; $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$ и $\rho_a = 1.3 \text{ кг/м}^3$ – плотность воды

и атмосферы соответственно; v – скорость ветра $f = 1.4 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ – параметр Кориолиса; $H_0 = 10 \text{ м}$ – характерная толщина ПОС [5]. Что касается значения сопротивления морской поверхности c_d – оно варьировалось от расчета к расчету в диапазоне величин от 0.8×10^{-3} до 1.8×10^{-3} .

Согласно классической теории [10], при стационарном ветровом воздействии в однородном

глубоком море интегральный экмановский перенос в Северном полушарии должен быть направлен под углом $\alpha = 90^\circ$ вправо относительно направления ветра. Однако в реальных условиях этот угол α может быть меньшим из-за того, что ПОС, в котором сосредотачивается воздействие ветра, имеет ограниченную толщину [3], а также вследствие того, что ветер является нестационарным и дрейфовое течение не успевает полностью развернуться за характерный период изменчивости ветрового воздействия. В данной работе расчеты интегрального переноса ПОС производятся для различных значений угла поворота вправо от направления ветра с целью определения угла, который позволяет получить оптимальное совпадение результатов расчетов с экспедиционными съемками поля поверхностной соленности и спутниковыми данными распределения хл “а”. Сам расчет траекторий и скоростей распространения вод ПОС производился на основе использования метода лагранжевых частиц (см. ниже).

Полная скорость течения в приповерхностном слое определялась как сумма $\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{U}_e$, где \vec{V}_g – геострофическая скорость. Для определения траекторий лагранжевых частиц полные скорости линейно интерполировались на время и координаты частицы. Далее по схеме Эйлера рассчитывалось перемещение частицы $\vec{r}_{i+1} = \vec{r}_i + \vec{V}dt$. В наших расчетах шаг по времени dt был равен 6 часам, что соответствует временной дискретности данных по скорости ветра.

РАСЧЕТ ТРАЕКТОРИЙ И СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОД ПОС ОТ ОБСКО-ЕНИСЕЙСКОГО ВЗМОРЬЯ

Для определения траекторий распространения вод ПОС в четырех точках Обь-Енисейского взморья, указанных крестами на рис. 4, располагались постоянные источники частиц. Каждый шаг по времени (6 часов) из каждой точки выпускалась новая частица. Первая частица была выпущена первого июля каждого года, для которого проводился расчет, что примерно соответствует концу периода наиболее интенсивного суммарного стока Оби и Енисея. Расчет длился 3 месяца до 1 октября. Таким образом, к концу расчета из каждой точки было выпущено ~350 частиц, и рассчитаны траектории их распространения. Выбор местоположения выпуска частиц был основан на стремлении распределить их вдоль 74° с.ш. напротив Обско-Енисейского взморья, где, по спутниковым данным, в 2007 и 2011 годах к концу июня уже находились воды ПОС, а влияние агеострофической динамики, связанной с “речным импульсом”, было незначительным.

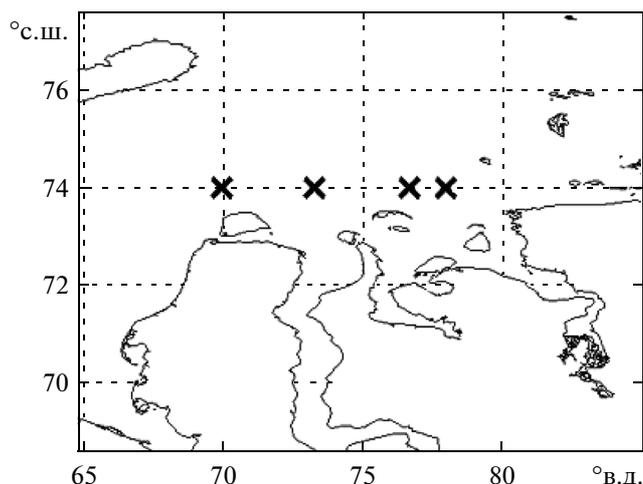


Рис. 4. Расположение точек запуска (кресты) лагранжевых частиц на Обско-Енисейском взморье.

Расчеты проводились для четырех лет: 2007 и 2011 гг., когда проводились экспедиционные исследования, позволяющие “откалибровать” расчеты, и для 2003 и 2012 гг., в которых ветер был существенно иным по сравнению с 2007 и 2011 гг.

Для оценки оптимальных значений коэффициента c_d и угла α была выполнена серия расчетов, в которых c_d принималось равным от 0.8×10^{-3} до 1.8×10^{-3} с шагом 0.2×10^{-3} , а угол α менялся от 40° до 75° с шагом 5° . Для выбора оптимальных параметров по результатам расчета строились карты концентраций виртуальных трассеров, которые сравнивались с полями концентрации спутникового хлорофилла. Концентрация рассчитывалась на регулярной сетке с шагом 0.2° . Для расчета концентрации трассеров в точке количество всех частиц, прошедших через соответствующий бокс, суммировалось.

Сопоставление расчетов, выполненных для 2007 и 2011 гг., с картами спутникового хлорофилла показало, что расчеты оказываются наиболее чувствительными к выбору коэффициента трения ветра: при расчетах с $c_d \geq 1.6 \times 10^{-3}$ трассеры оказываются западнее и севернее, чем границы области ПОС; при $c_d \leq 1.2 \times 10^{-3}$ трассеры не доходят до этой границы. Кроме того, при $c_d \geq 1.6 \times 10^{-3}$ виртуальные трассеры уже в июле доходят до восточного берега Новой Земли, что в реальности не наблюдается. Было признано, что наилучшее совпадение со спутниковыми картами хлорофилла и поверхностной соленности дают расчеты, выполненные при $c_d = 1.4 \times 10^{-3}$ и $\alpha = 45^\circ$ (см. рис. 5). Отметим, что в 2011 г. в центре юго-западной части Карского моря существовал локальный минимум концентрации спутникового хлорофилла, кото-

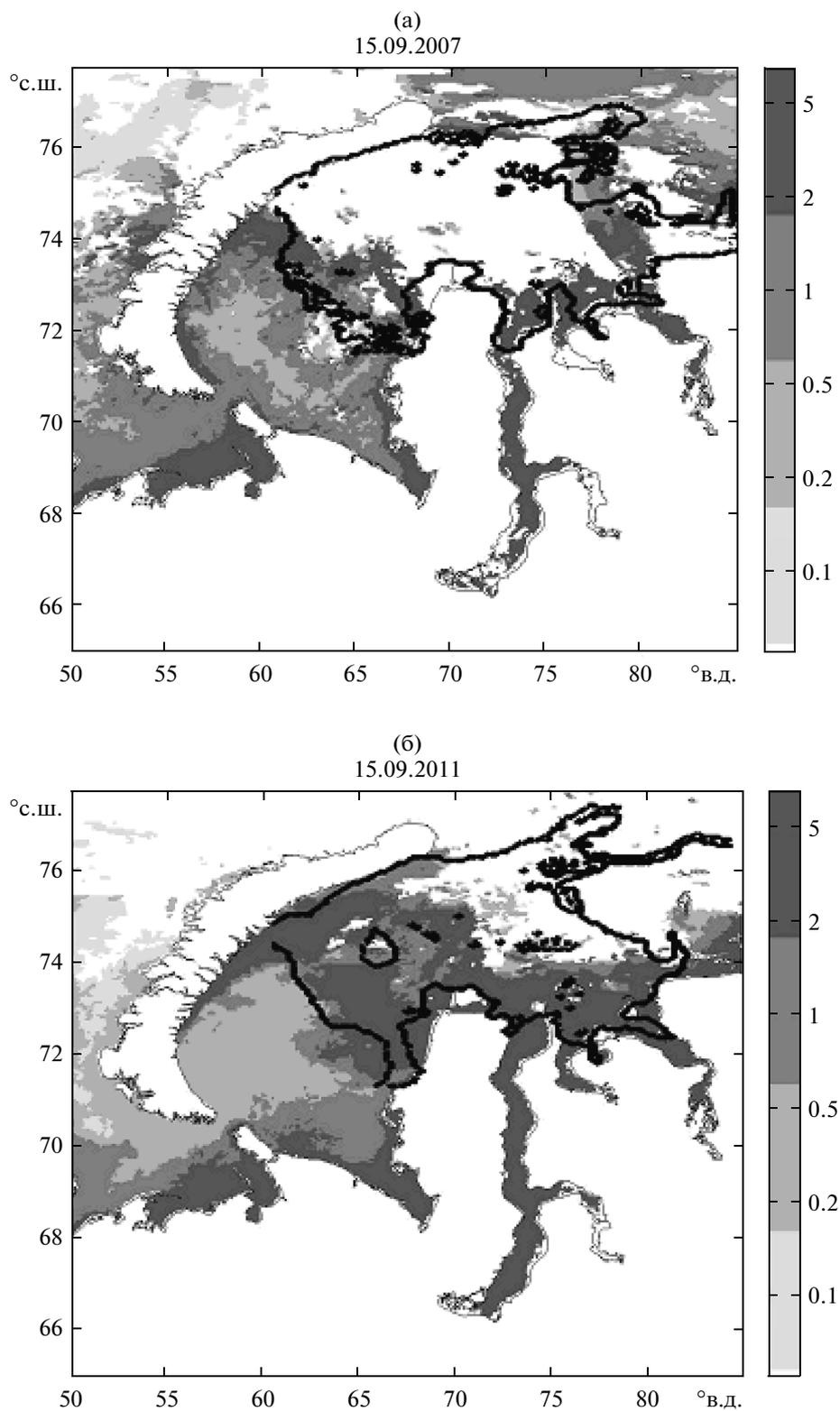


Рис. 5. Контуры области виртуальных трассеров, полученные при $c_d = 1.4 \times 10^{-3}$ и $\alpha = 45^\circ$, наложенные на карту спутникового хлорофилла, для сентября 2007 г. (а) и 2011 г. (б).

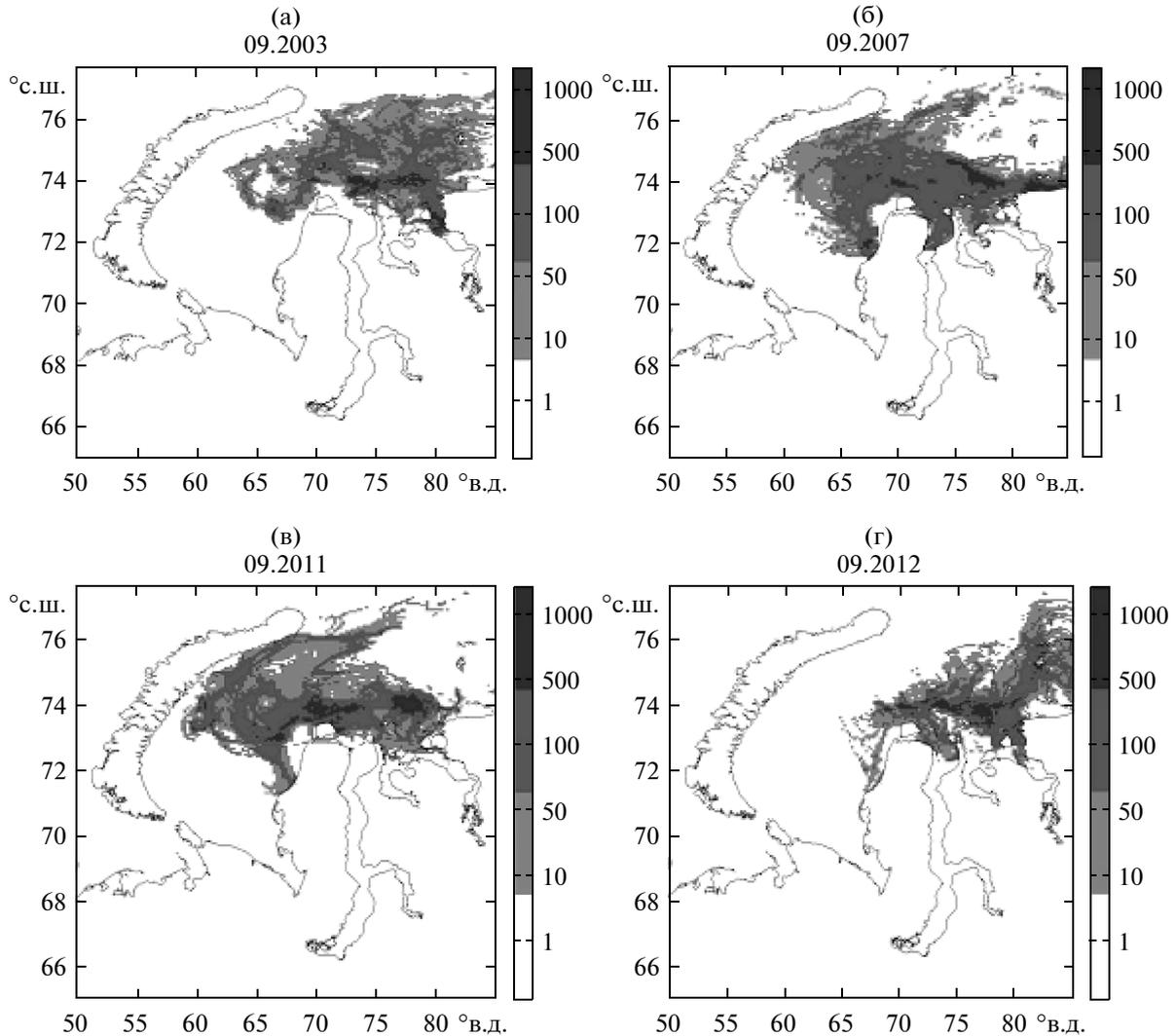


Рис. 6. Распространение вод, опресненных стоком Оби и Енисея, с 01.07 по 15.09: (а) - 2003 г., (б) – 2007 г., (в) – 2011 г., (г) – 2012 г.

рый успешно воспроизводится и с помощью расчетов.

Следует отметить, что ни c_d , ни α не являются константами, а зависят от различных параметров: c_d – от скорости ветра (возрастает при ее увеличении), устойчивости приводного слоя атмосферы и пр.; α – от продолжительности ветрового воздействия, от толщины ПОС и его вертикальной устойчивости. Поэтому использование приближения с постоянными значениями коэффициента c_d и угла α приводит к ошибкам, выражающимся, в частности, в сужении области, покрываемой трассерами, по сравнению с реальной областью ПОС. Другим источником ошибок является незнание толщины H опресненного слоя и ее пространственно-временной изменчивости. При

расчетах мы использовали $H = 10$ м, что в среднем соответствует наблюдениям [5].

Тем не менее, со всеми сделанными выше оговорками, использование вышеописанной модели расчета распространения лагранжевых частиц дает возможность приблизительно восстанавливать и исследовать историю распространения речных вод в Карском бассейне для всех лет, с 1992 г. – даты запуска высокоточных альтиметрических спутников, по настоящее время. На рис. 6 на основании расчетов показано, как происходило распространение речных вод в 2003, 2007, 2011 и 2012 гг.

Для визуализации траектории движения опресненных вод в Карском море на рис. 7 также приведены траектории частиц за 3 месяца расчета, выпущенных друг за другом через 10 суток: 1 и

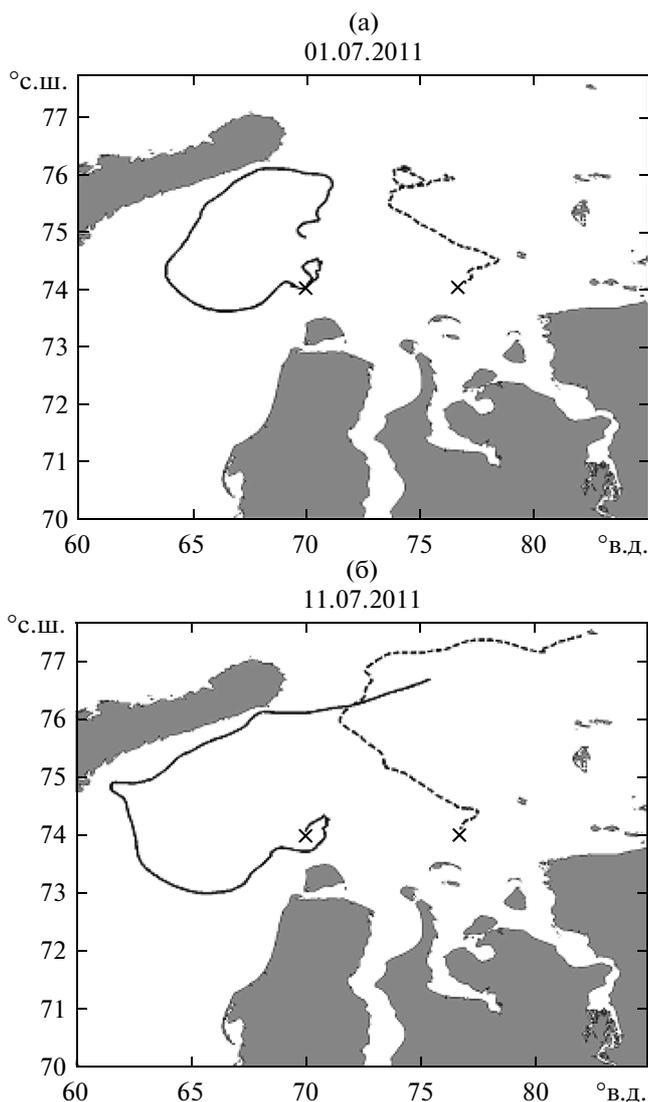


Рис. 7. Примеры траекторий виртуальных трассеров, выпущенных 01.07.2011 (а) и 11.07.2011 (б). Крест — начало траектории.

10 июля 2011 г. соответственно. Как видно из рисунка, частицы, запущенные с интервалом 10 суток на окраине Обско-Енисейского взморья, захваченные антициклоническим круговоротом, двигаются сначала преимущественно на запад к Новой Земле, а затем их пути расходятся: частицы, выпущенные 1 июля, дойдя до восточного берега Новой Земли, далее перемещаются на северо-восток, а запущенные 10 июля направляются на юго-восток, совершая антициклоническую циркуляцию. Различие траекторий лагранжевых частиц, выпущенных в нескольких местах и в разное время, позволяет достигнуть определенной плотности «покрытия» траекториями некоторой части моря, которую мы идентифицируем с областью распространения ПОС. Вопрос об оп-

тимальном выборе количества точек запуска лагранжевых частиц и их пространственном расположении для наиболее репрезентативного воспроизведения области ПОС пока остается открытым.

Для оценки влияния параметризованного интегрального переноса вод ПОС на перемещение виртуальных трассеров был проведен контрольный эксперимент, в котором использовались данные ветра с июля по октябрь 2007 г., а геострофические течения считались отсутствующими (рис. 8). Результат, представленный на этом рисунке, получился довольно интересным: лагранжевые трассеры в этом эксперименте перемещаются в узкой полосе, практически по параллельным линиям, наклоненным на 45° градусов влево от северного направления. Такие траектории частиц являются следствием того, что преобладающими ветрами в летне-осеннее время 2007 г. в юго-западной части Карского моря являлись ветра либо северного, либо южного направлений. Лишь совместный учет интегрального дрейфового переноса и геострофических течений дает расчетный результат, близкий к наблюдениям (рис. 6б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты расчета скорости ветра, осредненной за август для 2003, 2007, 2011 и 2012 гг., приведены на рис. 9. Видно, что для этого ключевого с точки зрения распространения ПОС по Карскому морю месяца во всех четырех случаях имеются различия в ветровом поле. В августе 2003 г. средний ветер был южным и юго-восточным, в августе 2007 г., как и в августе 2011 г., он был северным и северо-восточным (более сильным в 2011 г.), а в 2012 г. — северо-западным. Как следует из расчетов, выполненных при $c_d = 1.4 \times 10^{-3}$ и $\alpha = 45^\circ$, различия в ветровом воздействии привели к различной конфигурации области ПОС (см. рис. 6). В 2003 г. превалировал «центральный» тип распространения ПОС (рис. 9а), в 2007 и 2011 гг. — западный (рис. 9б, 9в), в 2012 г. — восточный (рис. 9г).

Наиболее сильное различие в характере распространения вод ПОС наблюдается между 2011 и 2012 гг. В обоих случаях в июле и августе господствовали ветра северных румбов. Однако в 2011 г. превалировал северо-восточный ветер, а в 2012 г. — северо-западный. При северо-восточном ветре отклонение интегрального экмановского дрейфа на 45° вправо от направления ветра действительно приводит к западному направлению распространения ПОС. При северо-западном ветре такое же отклонение приводит к южному направлению распространения ПОС. Но на юге Обь-Енисей-

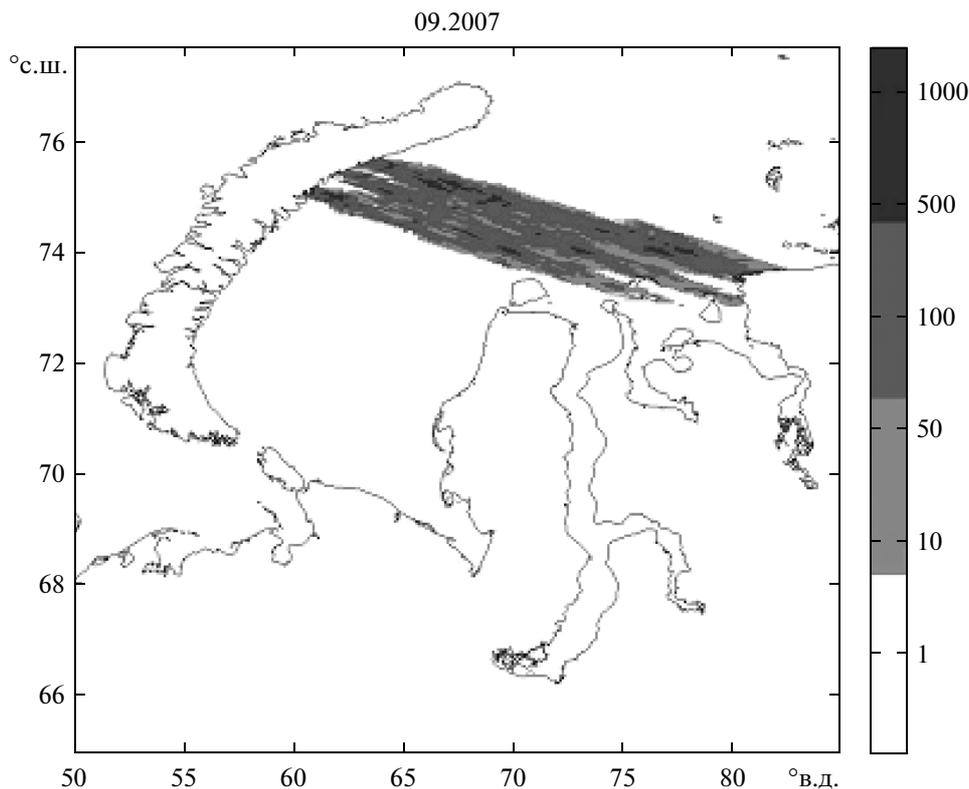


Рис. 8. Расчет перемещений виртуальных трассеров без учета геострофической скорости.

ского взморья находится материк. Воды ПОС прижимаются к материку и формируют там пояс опресненной воды. В результате геострофического приспособления вода в этом поясе течет на восток, что, согласно расчетам, и наблюдалось в 2012 г. Таким образом, сравнительно небольшое изменение направления ветра с северо-восточного в 2011 г. на северо-западное в 2012 г. привело к кардинальному изменению направления распространения ПОС.

В дальнейшем планируется проверить результаты выполненных расчетов на основе их сопоставления со спутниковыми данными по поверхностной солёности, получаемыми спутником SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), оборудованном микроволновым радиометром для измерения влажности почвы и поверхностной солёности Мирового океана.

Подытоживая результаты данной работы, подчеркнем следующий из нее вывод. Горизонтальное распространение вод ПОС происходит под воздействием двух основных факторов: ветрового дрейфа и квазигеострофической циркуляции, самоорганизующейся в области фронтальных границ области ПОС (рис. 1). Расчеты без учета этой циркуляции, основанные на одном лишь ветро-

вом дрейфе, не способны воспроизвести реальные траектории распространения вод ПОС (см. рис. 8).

Каким образом в области ПОС сосуществуют дрейфовые и квазигеострофические течения? Вопрос этот сложный и требует дополнительных исследований. В первом приближении можно сказать, что квазигеострофическая циркуляция в области ПОС существует постоянно благодаря малому трению на нижней границе ПОС и поддерживается разностью уровня моря в области ПОС и вне нее. При малых ветрах она доминирует, однако при сильных ветрах — доминирует ветровой дрейф.

Ветровой дрейф вод ПОС в Карском море не является классическим. Из-за ограниченной толщины ПОС и нестационарности ветрового воздействия интегральный перенос вод ПОС направлен на 90° вправо от направления ветра, а всего на 40° – 50° .

Использованная методика расчета горизонтального распространения вод ПОС от Обско-Енисейского взморья по акватории Карского моря может быть использована как для диагностического анализа, так и в оперативных целях. Например, для получения априорной информации о

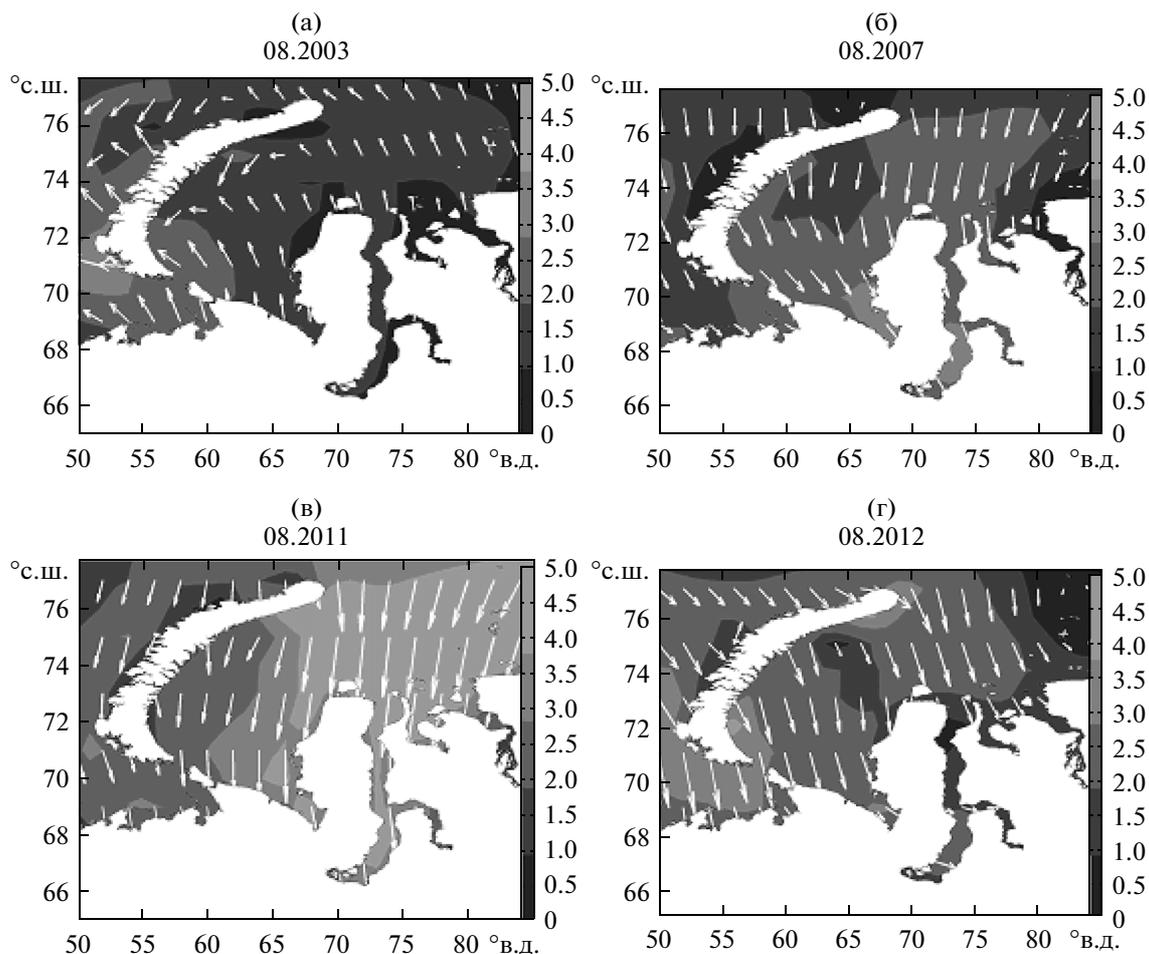


Рис. 9. Средние за август вектора (стрелки) скорости ветра над юго-западной частью Карского моря. Оттенки серого цвета указывают на величину скорости. Шкала величины скорости – справа, м/с: (а) – 2003 г., (б) – 2007 г., (в) – 2011 г., (г) – 2012 г.

конфигурации области ПОС перед проведением экспедиционных исследований. Это поможет спланировать маршрут судна оптимальным образом и сэкономить весьма дорогое судовое время. Следует отметить, что технология расчетов будет в дальнейшем доработана и усовершенствована.

Авторы благодарят П.О. Завьялова за любезное предоставление натуральных данных по распределению поверхностной солености в Карском море в сентябре 2007 и 2011 гг., а также за внимательное прочтение статьи и полезные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-90900) и Российского научного фонда (проект № 14-17-00681, обработка материалов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков В.И., Васильков А.П. О влиянии материкового стока на пространственное распределение гидрологических характеристик вод Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 652–661.
2. Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Артемьев В.А., Шеберстов С.В. Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 716–729.
3. Журбас Н.В. О скорости ветрового дрейфа распределенного слоя на поверхности моря // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 157–166.
4. Завьялов П.О., Осадчиев А.А., Ижицкий А. и др. Структура гидрофизических и биооптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 514–525.
5. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
6. Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в 2007 г. // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
7. Кубряков А.А., Станичный С.В. Восстановление средней динамической топографии Черного моря

- для альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2011. № 4. С. 1–7.
8. *Морецкий В.Н.* Распределение и динамика опресненных вод Карского моря // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 33–35.
 9. *Русанов В.П., Васильев А.Н.* Распространение речных вод в Карском море по данным гидрохимических определений // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 188–196.
 10. *Ekman V.W.* On the influence of the earth's rotation on ocean currents // Ark. Mat. Astron. Fys. 1905. 2. P. 1–52.
 11. *Griffiths R.W., Hopfinger E.S.* The structure of mesoscale turbulence and horizontal spreading of ocean fronts // Deep-Sea Res. 1984. V. 31. № 3. P. 245–269.
 12. *Kubryakov A. A., Stanichny S. V.* Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data // Ocean Sci. 2011. V. 7. P. 745–753. doi: 10.5194/os-7-745-2011.
 13. *Le Traon P.Y., Dibarboure G., Ducet N.* Use of a High-Resolution Model to Analyze the Mapping Capabilities of Multiple-Altitude Missions // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2001. V. 18. P. 1277–1288.
 14. *Maximenko N.P., Niiler M.H., Rio O. et al.* Mean dynamic topography of the ocean derived from satellite and drifting buoy data using three different techniques journal // J. Atmos. Ocean. Tech. 2009. V. 26. № 9. P. 1910–1919.
 15. *Niiler P.P., Maximenko N.A. McWilliams J.C.* Dynamically balanced sea level of the global ocean // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 22. P. 2164. doi: 10.1029/2003GL018628.
 16. *Pascual A., Faugere Y., Larnicol G. et al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // Geophys. Res. Letters. 2006. V. 33. № 2. P. 2611–2614.
 17. *Pavlov V.K., Pfirman S.L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // Deep-Sea Res (II). 1995. V. 42. № 6. P. 1369–1390.
 18. *Pollard R.T., Millard R.C.* Comparison between the observed and simulated wind-generated inertial oscillations // Deep-Sea Res. 1970. V. 17. № 4. P. 813–821.
 19. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C07018. doi: 10.1029/2010JC006505.

Upper Desalinated Layers Waters Propagation and Transformation in Kara Sea

A. G. Zatsepin, V. V. Kremenetskiy, A. A. Kubryakov, S. V. Stanichny, D. M. Soloviev

A new method for calculating of the propagation of upper desalinated water layer from the Ob and Yenisei seaside in the Kara Sea is used. This method is based on the joint account of the effects of wind drift and geostrophic circulation. The calculation of the sum of geostrophic and wind driven transport of the desalinated water is fulfilled using the average sea surface dynamic topography, AVISO satellite altimetry sea level anomalies and parameterized wind drift integral transport. The method has been used previously to calculate the surface currents in the Black Sea [7, 12]. In this paper it has been successfully verified on the basis of comparisons with field observations of surface salinity and satellite images of sea surface chlorophyll in the Kara Sea.