

Особенности динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья

В.И. Пономарев¹, П.А. Файман², В.А. Дубина¹, И.В. Машкина¹

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильчева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

² Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
Владивосток, Россия
E-mail: pvi711@yandex.ru

На основе численного моделирования циркуляции, анализа спутниковых ИК-изображений поверхности моря и данных наблюдений о структуре вод и скорости течения с помощью дрейфующих буев Арго исследуются особенности вихревой динамики синоптического и субсиноптического масштабов над шельфом и континентальным склоном северо-западной части Японского моря. Используется вихреразрешающий вариант модели циркуляции океана, разработанной Н.Б. Шапиро и Э.Н. Михайловой в Морском гидрофизическом институте Национальной академии наук Украины. Определены особенности образования разномасштабных вихревых структур, их эволюции и взаимодействия при различных условиях топографии шельфа и материкового склона. Результаты моделирования динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов согласуются с оценками характеристик течений и вихревых структур по данным измерений со спутников (на поверхности моря) и буев Арго, дрейфующих на глубинах 700–800 дб.

Ключевые слова: Японское море, численное моделирование, циркуляция, синоптические, субсиноптические, вихри, бароклинная неустойчивость над крутым континентальным склоном Японской котловины, спутниковые данные, дрейфующие буи Арго.

Введение

Основная цель работы – показать особенности формирования и эволюции разномасштабных течений и вихревых структур синоптического и субсиноптического масштабов в северо-западной части Японского моря, в частности, над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья. Для достижения цели работы выполняются численные эксперименты с вихреразрешающим вариантом численной квази-изопикнической модели циркуляции моря, разработанной в Морском гидрофизическому институте Национальной академии наук Украины (Шапиро, Михайлова, 2001), анализируются данные наблюдений, полученные в инфракрасном (ИК) и видимом диапазонах с различных спутников (NOAA, Terra, Aqua, Landsat) и с помощью дрейфующих буев Арго. Используемая численная модель применялась ранее для исследования изменчивости крупномасштабной циркуляции Черного (Шапиро, Михайлова, 2001) и Японского (Ponomarev, Trusenkova, 2000; Trusenkova et al., 2005) морей. Вихреразрешающая версия этой модели применялась для моделирования элементов циркуляции синоптического масштаба (Пономарев и др., 2011), хаотической адвекции и перемешивания в северо-западной части Японского моря (Prants et al., 2011). Особенности модели, используемая в ней параметризация верхнего перемешанного слоя, заданные параметры изложены в указанных работах.

В отличие от предшествующей публикации (Пономарев и др., 2011) в данной статье особое внимание уделяется условиям образования вихрей синоптического и субсиноптического масштабов, определению зависимости размеров вихрей и скорости их перемещения от условий вертикальной стратификации, топографии дна шельфа и материкового склона Японской котловины. Анализ спутниковой информации позволяет верифицировать результаты численного моделирования на поверхности моря, а использование данных дрейфующих буев Argo – в его глубинном слое.

Постановка численных экспериментов

Численные эксперименты по моделированию циркуляции синоптического масштабов выполнялись для двух вложенных крупномасштабных расчетных областей, расположенных в северо-западной части Японского моря и приведенных на *рис. 1*. Наиболее крупный район интегрирования модели ($39\text{--}44^\circ$ с. ш., $129\text{--}138^\circ$ в. д.) охватывает большую часть Японской котловины, ее континентального шельфа и склона. Этот район включает поднятия Ямато и Богорова, гору Сибирь и залив Петра Великого. В этой области интегрирования модели задавалось горизонтальное разрешение 2,5 км. Исходный рельеф дна высокого разрешения из архива ЕТОРО2 обрабатывался процедурой уменьшения градиента рельефа в полтора раза для большой области, что позволяет увеличить количество точек сетки над крутым материковым склоном Японской котловины во избежание вычислительной неустойчивости. Численный эксперимент в этой значительной по масштабам области интегрирования модели в данной работе обозначен, как эксперимент 1.

Меньшая область ($41\text{--}43,4^\circ$ с. ш., $129,5\text{--}134,3^\circ$ в. д.) включает залив Петра Великого, а также прилегающие районы континентального шельфа, склона и глубокой части Японской котловины (*рис. 1*). Здесь задавалось в два раза более высокое горизонтальное разрешение 1,25 км. Основной длительный численный эксперимент для этой меньшей области интегрирования, обозначенный в статье, как эксперимент 2, проводился с такими же заниженными величинами градиента рельефа дна и его сглаживанием пятиточечным фильтром Шапиро. Вместе с тем для трех месяцев теплого сезона проводился эксперимент 3 с более реалистичным рельефом без использования процедур уменьшения наклонов дна и его сглаживания. Суточный ход заданных метеорологических характеристик и приливы во всех численных экспериментах не учитывались. Интегрирование модели в экспериментах 1 и 2 производилось на один год, а в эксперименте 3 – на четыре месяца с 1 июля после согласования начальных условий – запуска модели с повышенной горизонтальной вязкостью на срок около двух месяцев.

Для моделирования вихрей и струйных течений синоптического и субсиноптического масштабов (10–100 км) после согласования начальных условий в модели минимизировалось влияние горизонтальной и вертикальной вязкости. Вертикальная вязкость учитывалась только при параметризации Верхнего Квазиоднородного Слоя (ВКС) и придонного пограничного слоя. Заданное значение безразмерного коэффициента нелинейного

придонного трения составляло 0,001 в серии экспериментов с меньшим горизонтальным разрешением и 0,0001 в экспериментах с высоким разрешением. Диапикнический обмен теплом и солью, как и трение между внутренними слоями модели в экспериментах не принимались во внимание.

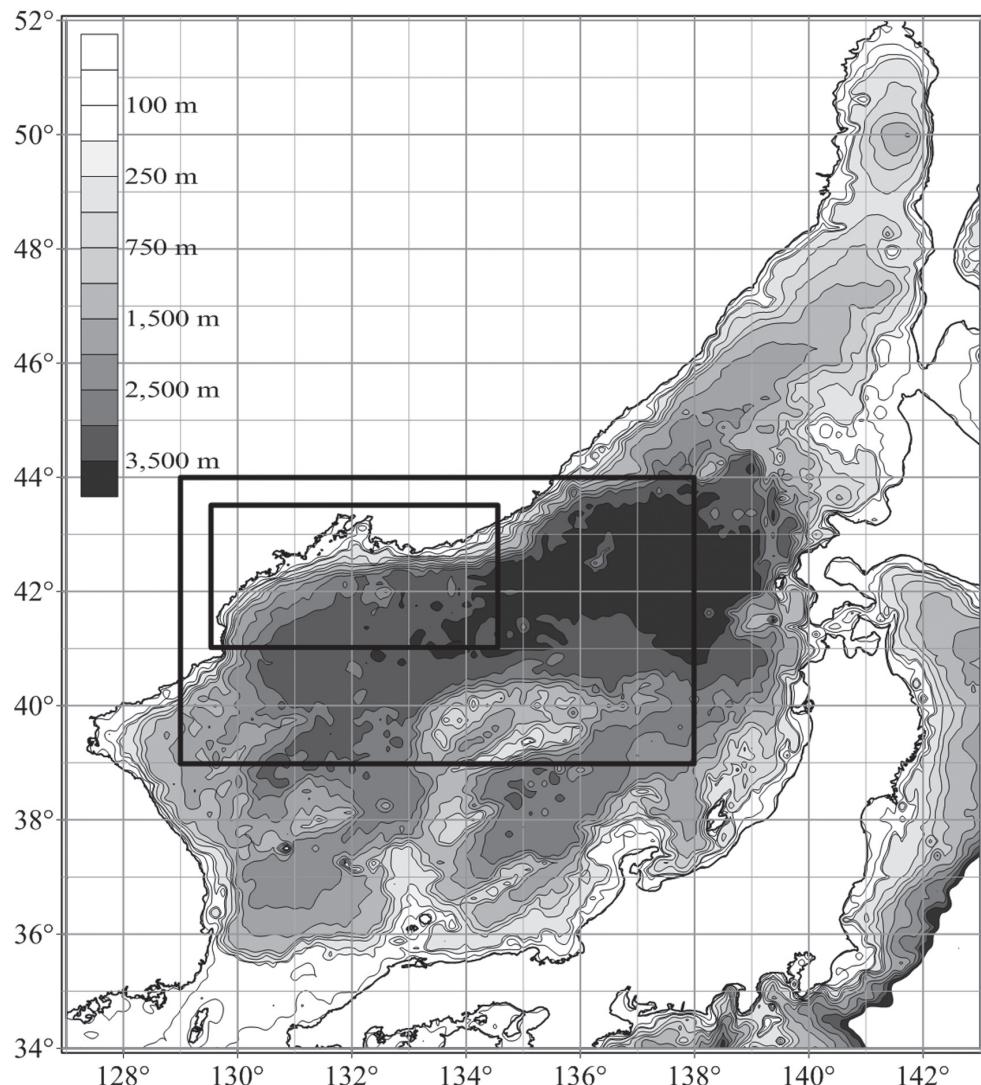


Рис. 1. Рельеф дна Японского моря и две выделенные расчетные области, для которых проводились рассматриваемые в работе численные эксперименты 1 (большая область) и 2 (меньшая область) по моделированию циркуляции синоптического и субсиноптического масштабов

На боковых границах области интегрирования задавались условия прилипания для нормальной к границе составляющей скорости течения и отсутствие потоков тепла и соли. Таким образом, речной сток и водообмен на открытых горизонтальных границах области интегрирования не учитывались. Внешние условия в приводном слое атмосферы задавались из базы данных глобального метеорологического реанализа (NCEP/NCAR Reanalysis) с суточным разрешением. Эти условия включают поля потока коротковолновой радиации, падающей на поверхность моря, температуру воздуха в приводном слое моря, скорость выпадения атмосферных осадков, относительную влажность, облачность,

скорость приводного ветра и напряжение трения ветра. Значения всех внешних метеорологических характеристик в узлах регулярной сетки усреднялись в каждые сутки года за многолетний период с 1980 по 2000 г. Таким образом, учитывалось синоптическое атмосферное воздействие с суточным разрешением, характерное для каждого сезона в этот двадцатидолголетний период.

Начальными условиями для крупномасштабного распределения температуры и солености в численных экспериментах являются горизонтально неоднородные поля температуры и солености на изопикнических поверхностях, соответствующих заданной базовой стратификации модели Японского моря. Эти начальные поля получены на основе анализа океанографических СТД съемок (Talley et al., 2006) всего моря в конце июля – начале августа 1999 г. по международному проекту CREAMS2 на НИС «Профессор Хромов» (ДВНИГМИ) и «Роджер Ревелл» (Скрипсовский институт океанографии, США).

Циркуляция синоптического масштаба над шельфом Приморья и континентальным склоном Японской котловины

Моделируемый в эксперименте 1 крупномасштабный циклонический круговорот над южной и центральной частью Японской котловины в целом соответствует имеющимся представлениям об интенсификации течения над крутым северо-западным континентальным склоном и смещением центра этого круговорота на северо-запад к континенту относительно наиболее глубокой центральной части котловины (Talley et al., 2006). И в теплый, и в холодный периоды года формируются течения южного направления, отрывающиеся от основной струи Приморского течения над континентальным склоном. Соответственно, над котловиной образуются циклонические круговороты меньшего по отношению к ней или среднего (200–300 км) масштабов, северная периферия которых видна на *рис. 4, 5*. Эти круговороты и отрывы течения от склона имеют место как в сезонном пикноклине, так и в глубинном слое моря, где они хорошо выражены. Поскольку численная модель циркуляции интегрируется на один год, то успешное воспроизведение особенностей субарктического циклонического круговорота в выбранной замкнутой северо-западной области моря связано, в первую очередь, с заданием реалистичных начальных условий крупномасштабной структуры вод по данным летней океанографической СТД съемки 1999 г. (Talley et al., 2006).

Масштаб изменения скорости Приморского течения в верхнем перемешанном слое в модельных экспериментах (в частности, изображенной на *рис. 2*), по крайней мере для теплого периода года, соответствуют оцениваемым по двум изображениям с шагом сутки при анализе спутниковой информации. Скорость Приморского течения в глубинном слое (ниже главного пикноклина), рассчитанная с помощью модели, сравнивалась с оценками скорости дрейфа буев Арго на горизонтах 700 и 800 дб в разные годы (*рис. 3*). Оказалось, что скорость, полученная в численных экспериментах в этих слоях моря, как правило, в 1,5–2 раза меньше скорости дрейфа буев (буи A: 6 см/с, B: 4–6 см/с, D: 5 см/с на *рис. 6*), а в отдельные годы – более, чем в 2 раза меньше (буи C: 8 см/с).

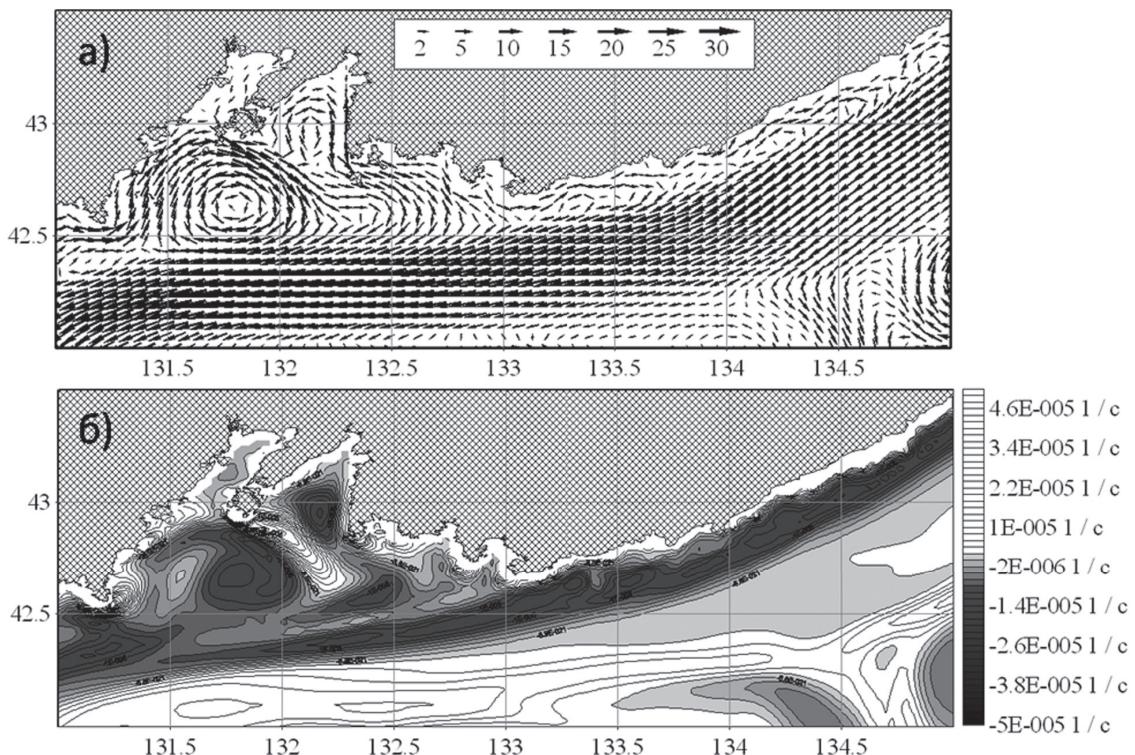


Рис. 2. Скорость (см/с) течения (а) и вертикальная компонента вихря (с^{-1}) скорости (б) в верхнем квазиоднородном слое над шельфом Приморья и материковым склоном Японской котловины 26 сентября, полученные в численном эксперименте 1 с горизонтальным разрешением 2,5 км для большой области, показанной на рис. 1

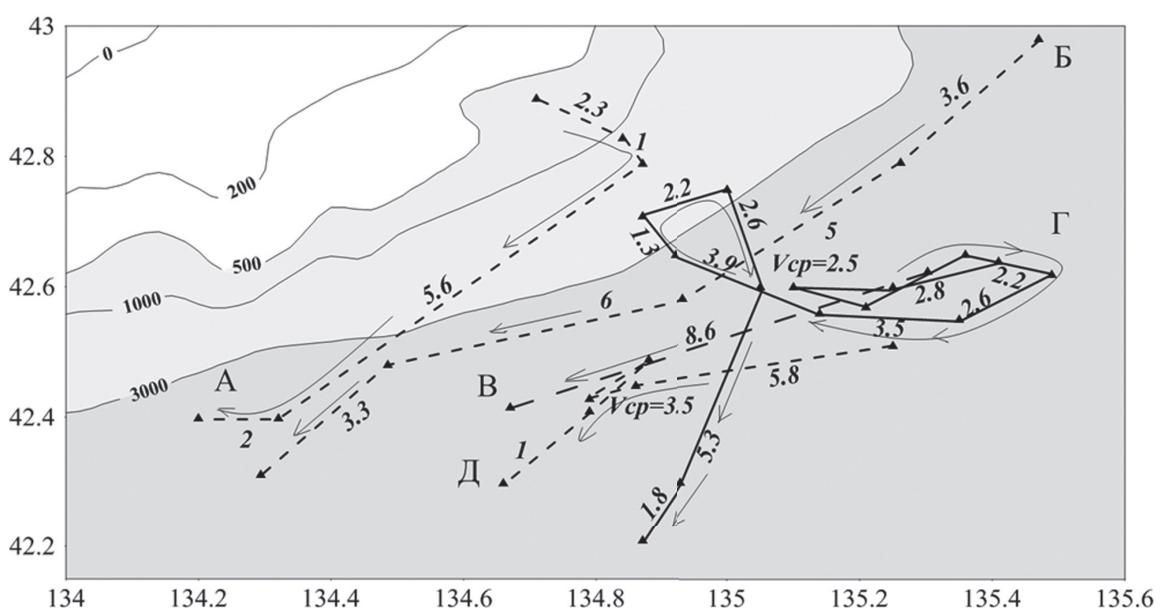


Рис. 3. Траектории и скорости дрейфа нескольких буёв Арго:
 А – на глубине 700 дб с 21.11 до 29.12.2001; Б – на 700 дб с 27.10 по 6.12.2008;
 В – на 500 дб с 5.07 по 15.07.2000; Г – на 800 дб с 7.10.2000 по 16.01.2001;
 Д – на 800 дб с 27.10 по 12.12.1999. Числами на каждом линейном участке траектории отмечена скорость дрейфа буев в см/сек. Береговая линия (0 м), кромка шельфа (200 м) и топография материкового склона (200–3000 м) показаны изолиниями

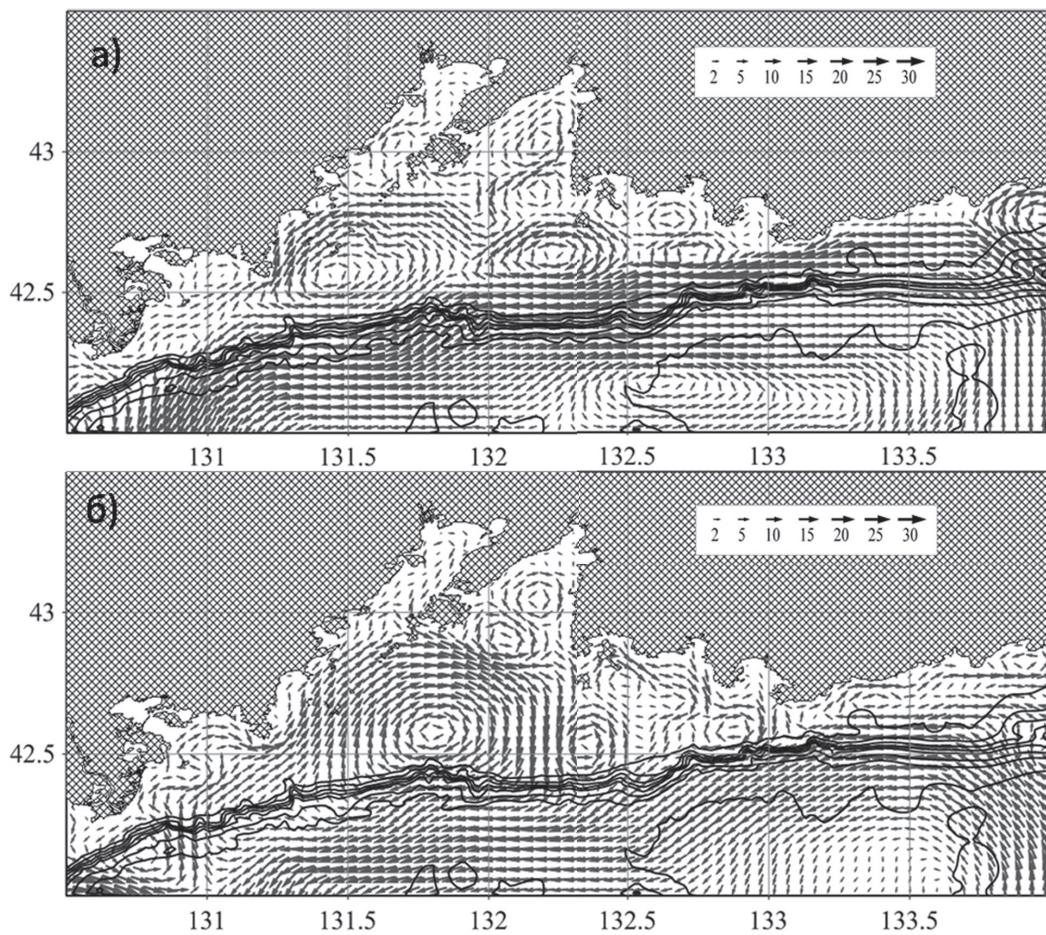


Рис. 4. Скорость (см/с) течения в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) залива Петра Великого и прилегающей части Японской котловины 11 августа (а) и 28 октября (б) в численном эксперименте с высоким горизонтальным разрешением 1,25 км для малой области, показанной на рис. 3. Изолиниями рельефа дна (от 200 до 3500 м) показан континентальный склон Японской котловины

В отличие от крупномасштабной циркуляции, вихревая динамика синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным шельфом и склоном Японской котловины, чему уделяется основное внимание в работе, непосредственно не связана с начальными условиями модели, в которых учитывались только крупномасштабные особенности структуры вод. Все неоднородности синоптического масштаба удалялись из начальных полей температуры и солености путем фильтрации. После согласования начальных условий, их адаптации к рельефу дна и минимизации горизонтальной вязкости и диффузии цепочки пар антициклонических вихрей синоптического масштаба образуются между струей Приморского течения и берегом (рис. 2), как и по данным спутникового мониторинга (Гинзбург и др., 1998; Пономарев и др., 2011). Центральные части этих вихрей расположены непосредственно над кромкой шельфа в районе изобат 200–300 м. На северной периферии антициклонических вихрей синоптического масштаба в эксперименте 2 (с более высоким разрешением, рис. 4) образуются, как и над кромкой шельфа Черного моря (Митягина, Лаврова, 2009), коротковивущие циклонические вихри субсиноптического масштаба, хорошо идентифицируемые на спутниковых изображениях (рис. 6).

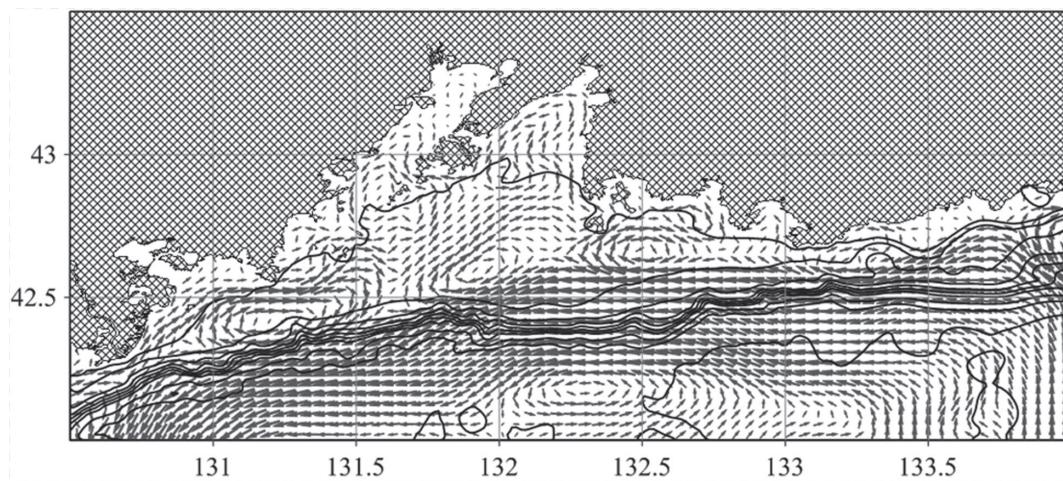


Рис. 5. Скорость течения в ВКС 11 августа в эксперименте 3 с несложенным рельефом дна.

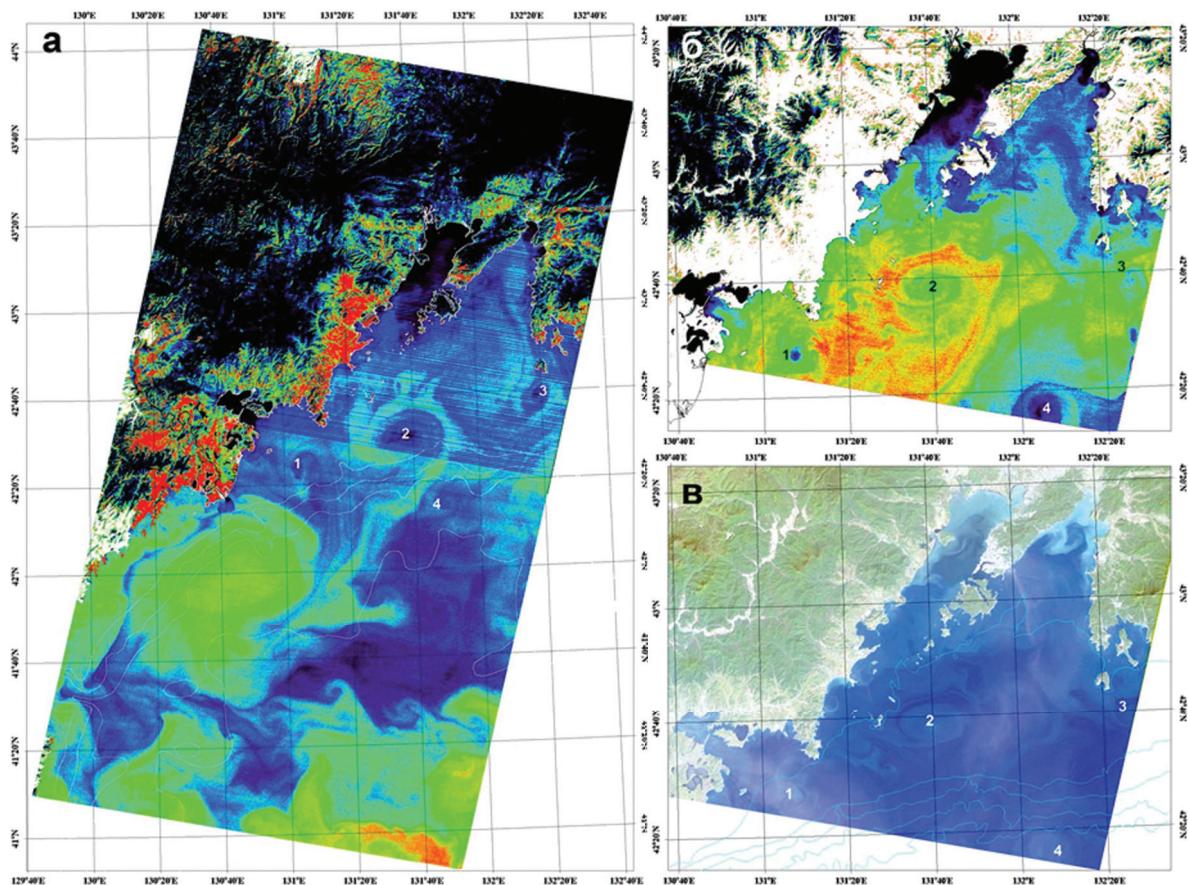


Рис. 6. Циклонические вихри в зал. Петра Великого на изображениях, полученных тематическими картографами: а – спутник Landsat-5 8 октября 1991 г., ИК-диапазон; б – спутник Landsat-7 25 сентября 2001 г., ИК-диапазон; в – спутник Landsat-7 25 сентября 2001 г., видимый диапазон.

Цифрами 1–4 отмечены центры циклонических вихрей

Южнее струи Приморского течения образуются циклонические вихри синоптического масштаба. Часто их образование связано с меандрированием или образованием южной ветви, отрывающейся от основной струи течения, как это видно на рис. 2а. Отмеченные циклонические вихри не видны на спутниковых изображениях, возможно из-за

слабых температурных контрастов. Антициклонические вихри перемещаются вдоль склона со скоростью около 2–5 см/с на юго-запад вниз по потоку Приморского течения, средняя скорость которого в верхнем перемещенном слое заметно выше и изменяется от 8 до 20 см/с. Средняя по глубине скорость Приморского течения в главном пикноклине моря примерно соответствует отмеченной скорости перемещения вихрей вдоль континентального склона. По вертикали вихри прослеживаются до 400–500 м для заданного вертикального разрешения слоистой модели циркуляции (10 квазизопикнических слоев, первые 9 из которых расположены в пределах главного пикноклина моря). Нижняя граница 9-го слоя является нижней границей главного пикноклина и не заглубляется ниже 500 м. Самый нижний десятый слой включает глубинные и придонные воды Японского моря. В действительности, согласно анализу измерений с помощью дрейфующих на горизонтах 700–800 м буев Арго (буй D на *рис. 3*), отдельные антициклонические вихри над континентальным склоном проявляются и на этих горизонтах, где их горизонтальный масштаб, оцениваемый по траектории дрейфа буя D, составляет 10–15 км, а орбитальная скорость – от 2 до 4 см/с (*рис. 3*).

В теплый период года наиболее активная генерация цепочки взаимосвязанных пар антициклонических вихрей синоптического масштаба над кромкой шельфа и материковым склоном Японской котловины отмечается в августе–октябре, когда толщина главного пикноклина глубокой части моря увеличивается и превышает характерную глубину внешнего шельфа (100 м). Вместе с тем в численных экспериментах цепочки антициклонических вихрей синоптического масштаба генерируются и в холодный период года, особенно в ноябре и декабре, когда пикноклин ослаблен за счет конвекции, но заглублен, и слой с наибольшим вертикальным градиентом плотности расположен существенно ниже характерной глубины внешнего шельфа. В мае–июне, когда хорошо выраженный сезонный скачок плотности расположен выше характерной глубины внешнего шельфа, упорядоченные цепочки синоптических вихрей над кромкой шельфа не образуются в численных экспериментах. Таким образом, условие генерации отмеченных упорядоченных синоптических вихрей соответствует условию бароклинной неустойчивости течения над крутым континентальным склоном и узким шельфом (Ikeda, Zhang, 1992).

Циркуляция синоптического и субсиноптического масштабов в заливе Петра Великого и прилегающей части Японской котловины

В районе залива Петра Великого антициклонические вихри захватываются широким шельфом залива, и один из них, увеличивая свой пространственный масштаб, становится квазистационарным (*рис. 4*), периодически усиливаясь и ослабляясь в течение 1–3 месяцев. Центр наиболее устойчивого квазистационарного антициклонического вихря, как правило, смещается к западу с июня по сентябрь (*рис. 4a*) и к востоку в октябре–ноябре (*рис. 4b*) с усилением северо-восточного течения вдоль западного берега залива. Полученный в модели горизонтальный масштаб (60 км) квазистационарного антициклонического вихря в заливе в августе (*рис. 4a*) и сентябре примерно соответствует оценкам его диаметра, выполненным по спутниковым измерениям за август и сентябрь 2009 г. (Дубина и др., 2010).

Масштаб этого антициклонического вихря в верхнем слое моря, в отличие от вихрей, формирующихся вдоль узкого склона северного Приморья, превышает масштаб радиуса деформации Россби. Смещение центра вихря в летние месяцы на запад, а в осенние на восток также подтверждается спутниковыми наблюдениями. Центр вихря в первой половине августа и конце октября в численном эксперименте с уменьшенными градиентами наклона дна, результаты которого приводятся на *рис. 4*, несколькомещен на север-северо-восток по отношению к определяемому по спутниковым изображениям, что соответствует завышенному наклону вертикальной оси вихря в сторону шельфа при использовании сглаженного рельефа дна.

В численном эксперименте 3 с наиболее реалистичным (несглаженным) рельефом дна горизонтальные размеры устойчивых антициклонических вихрей залива в ВКС (*рис. 5*) оказываются меньше и более близкими к наблюдаемым, чем в экспериментах со сглаженной донной топографией. Центры этих вихрей в эксперименте 3, как правило, расположены непосредственно у кромки шельфа (*рис. 5*) и их положение также оказываются наиболее близким к наблюдаемым дистанционными методами (Дубина и др., 2010) и полученным в диагностических расчетах течений по данным океанографических съемок (Fayman, Ponomarev, 2008).

В глубоких слоях моря антициклонические вихри расположены над крутым материковым склоном Японской котловины, имея существенно меньший масштаб, чем в ВКС. В процессе интегрирования модели наиболее устойчивый западный квазистационарный антициклон взаимодействует с антициклоническими вихрями, перемещающимися со скоростью 3–4 см/с с востока вдоль кромки шельфа. В результате этого взаимодействия наиболее устойчивый и долгоживущий западный вихрь либо поглощает вихри, поступающие вдоль кромки шельфа с востока, либо смещается вдоль континентального склона за пределы залива, уступая место одному из них. В конце теплого периода года при заглублении и усилении сезонного пикноклина, а также с увеличением скорости северо-восточного течения вдоль западного берега залива на северо-западной периферии квазистационарного антициклонического вихря образуются циклонические вихри субсиноптического масштаба (*рис. 4б*) диаметром около 10 км. Эти циклонические вихри быстро перемещаются по часовой стрелке вдоль периферии антициклонического вихря и диссирируют у его юго-восточной границы. Характерное время жизни таких циклонических вихрей в численном эксперименте с разрешением 1,25 км составляет 1–2 суток.

Перемещающиеся в восточном направлении со скоростью до 25 см /с циклонические вихри субсиноптического масштаба обнаруживаются на северо-западной периферии крупного синоптического антициклиона и при анализе изображений MODIS, принятых со спутников Terra и Aqua (Дубина и др., 2010). Эти вихри видны на изображениях, полученных тематическими картографами со спутников Landsat-5 (7 октября 1991 г.) и Landsat-7 (25 сентября 2001 г.) в инфракрасном и видимом диапазонах (*рис. 6*).

Используя пары изображений, рассчитывали вектор скорости течения в антициклоническом вихре и на его северной периферии. Как температурные контрасты, так и построенные вектора скорости течений показывают наличие отмеченных короткоживущих циклонических вихрей в центральной части залива с характерным горизонтальным масштабом 8–10 км и меньшим, около 3,5 км (Дубина и др., 2010). Рассчитывать эволюцию вихрей диаметром 3,5 км не позволяет горизонтальное разрешение модели.

При смене летнего муссона на зимний циркуляция вод и система течений на поверхности в заливе Петра Великого заметно изменяются (*рис. 4*). На внутреннем шельфе Уссурийского залива завихренность течения в ВКС изменяется с циклонической на антициклоническую, в то время как в нижележащем слое остается устойчивая циклоническая завихренность скорости течения, слабо зависящая от преобладающего направления и завихренности ветра.

Заключение

Полученные с помощью гидродинамической модели МГИ изменчивость скорости Приморского течения на поверхности моря, пространственно-временные масштабы антициклонических и циклонических вихрей, их эволюция, вариации направления и скорости их перемещения вдоль узкого шельфа Приморья и кромки шельфа залива Петра Великого подтверждаются оценками этих характеристик, выполненными на основе анализа спутниковых измерений в ИК диапазоне. Основные особенности моделируемой субсиноптической, синоптической и сезонной изменчивости циркуляции, включая вариации струйных течений и вихрей на шельфе залива Петра Великого, также подтверждаются спутниковыми наблюдениями и диагностическими расчетами течений по данным океанографических съемок. Полученные с помощью численной модели особенности течений синоптического масштабов в глубинных слоях моря согласуются с результатами анализа измерений, полученных с помощью дрейфующих буев Арго.

Таким образом, используемая слоистая гидродинамическая модель в целом адекватно воспроизводит основные особенности циркуляции синоптического и субсиноптического масштабов над северо-западным материковым шельфом и склоном Японской котловины. Важнейшим фактором для наиболее точного, моделирования элементов динамики синоптического и субсиноптического масштабов является не только пространственно – временное разрешение модели, но и соответствие заданного рельефа дна фактическому при используемом пространственном разрешении.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-98610-р_восток_a, 11-05-12047-офи-м-2011 и 12-05-00822-а, а также инициативных грантов ДВО РАН 2011-2012.

Литература

1. Гинзбург А.И., Костянай А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буев) // Исследование Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
2. Дубина В.А., Митник Л.М., Фищенко В.К., Константинов О.Г. Совместное использование наземных видеонаблюдений и спутниковых данных в задаче мониторинга залива Петра Великого // Открытое образование. 2010. Вып. 5. С.30–40.
3. Митягина М.И., Лаврова О.Ю. Спутниковые наблюдения вихревых и волновых процессов в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря // Исследование Земли из космоса. 2009. № 5. С. 72–79.

4. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптическая вихревая динамика над северо-западным материковым склоном и шельфом Японского моря (моделирование и результаты дистанционных наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 100–104.
5. Шапиро Н.Б., Михайлова Э.Н. Параметризация диапикнического обмена в квазизопицнической модели океана // Сб. научных трудов памяти проф. А.И. Фельзенбаума, МГИ НАНУ, Севастополь. 2001. С. 31–47.
6. Fyman P.A., Ponomarev V.I. Diagnostic simulation of sea currents in the Peter the Great Bay based on FERHRI oceanographic surveys // Pacific Oceanography. 2008. Vol. 4. No. 1–2. P. 56–64.
7. Ikeda M., Zhang L.-Q. Mesoscale stability of an ocean current over the continental slope in the Bryan-Cox primitive equation model // J. Marine Systems. 1992. Vol. 3 (6). P. 519–527.
8. Ponomarev V., Trusenkova O. Circulation patterns of the Japan Sea. La Mer (De la Société franco-japonaise d'océanographie). 2000. Vol. 38. No. 4. P. 189–198.
9. Prants S.V., Budyansky M.V., Ponomarev V.I., Uleysky M.Yu. Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street // Ocean Modeling. 2011. Vol. 38. No. 1–2. P. 114–125.
10. Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Sherbina A.Y., Tishchenko P.Y., Zhabin I.A. Japan Sea water masses and their relationship to the sea's circulation // Oceanography. 2006. Vol. 12. P. 33–49.
11. Trusenkova O., Ishida H., Ratner Yu., Stanichny S., Ponomarev V. Numerical modeling of heat and freshwater fluxes, temperature, and salinity at the Japan Sea surface // J. Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering. 2005. No. 789/II-71. P. 125–142.

Features of the synoptic and sub-synoptic scale sea water dynamics over continental slope of the Japan basin and Primorye shelf

V.I. Ponomarev¹, P.A. Fayman², V.A. Dubina¹, I.V. Mashkina¹

¹ V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences

² Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute (FERHRI)

E-mail: pvi711@yandex.ru

The main features of the synoptic and sub-synoptic scale eddy dynamics over the shelf and continental slope in the Northwest Japan Sea are studied based on numerical simulation and data analyses of both satellite infrared images of the sea surface and Argo drifters in the intermediate and deep sea waters. The eddy resolved version of the numerical ocean circulation model developed by N.B. Shapiro and E.N. Mikhaylova at the Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, Ukraine is applied. The conditions of the eddy formation, variations of eddy scale and moving velocity are found. Simulation results are basically confirmed by the analyses of the infrared satellite images and measurements by drifters Argo which are drifting in the intermediate and deep water.

Keywords: Japan Sea, numerical simulation, circulation, synoptic, sub-synoptic, eddies, baroclinic instability over steep continental slope of the Japan Basin, satellite data, Argo drifters.