

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

© 2021 г. И. А. Жабин^а, *, Е. В. Дмитриева^а, С. Н. Таранова^а

^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*E-mail: zhabin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 09.03.2021 г.

Динамика мезомасштабных вихрей в Беринговом море исследована на основе результатов, полученных при помощи автоматического метода выделения вихрей по данным об аномалиях уровня моря (AVISO). Для этой цели на основе глобального массива “Mesoscale eddy trajectory atlas product” была создана региональная база данных, позволяющая провести анализ распределения вихрей (антициклон—циклон), интенсивности, нелинейности, скорости, траекторий движения и установить районы формирования/разрушения вихревых образований. Полученные результаты показывают, что мезомасштабные вихри играют значительную роль в динамике вод Берингова моря. За период альтиметрических наблюдений (1993–2018 гг.) было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут (антициклонические (361) и циклонические (231)). Антициклонические и циклонические вихри в Беринговом море имели средний радиус 53.2 и 63.5 км, средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем замкнутом контуре вихрей составляла 14.0 и 10.8 см/с, соответственно. Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения была равна 5.1 и 6.2 см/с. Большая часть мезомасштабных вихрей была связана с течениями Берингова моря. Это показывает, что вихри в основном формируются за счет бароклинной/баротропной неустойчивости Берингоморского склонового и Камчатского течений. На вихреобразование в зоне Северного Алеутского склонового течения может влиять водообмен через проливы Алеутской гряды. Большая часть антициклонических вихрей формируется в апреле—июле. Максимальное количество “новых” циклонических вихрей наблюдается в холодную половину года (январь—март). Сезонная изменчивость циркуляции вод Берингова моря оказывает влияние на интенсивность вихреобразования.

Ключевые слова: мезомасштабные вихри, течения, Берингово море, спутниковая альтиметрия, аномалии уровня моря, показатели Ляпунова

DOI: 10.31857/S0205961421050109

ВВЕДЕНИЕ

Мезомасштабные вихри широко распространены в океане и играют важную роль во многих физических и биологических процессах. В связи с сокращением количества морских экспедиций ведущая роль в исследовании мезомасштабной (синоптической) изменчивости перешла от океанографических съемок и полигонных экспериментов к методам, основанным на анализе данных спутниковой альтиметрии. Мезомасштабные вихри и течения хорошо выражены в полях высот поверхности моря, это делает спутниковые альтиметры эффективным средством исследования циркуляции вод. Спутниковые альтиметрические данные позволяют получать более полное представление о распределении и пространственно-временной изменчивости мезомасштабных вихрей в океане.

В настоящее время разработаны несколько методов идентификации мезомасштабных вихрей

на основе спутниковой альтиметрии. Исследование вихрей для Мирового океана в целом было проведено на основе анализа альтиметрических данных об аномалиях уровня моря (Chelton et al., 2011). При глобальном подходе используются определенные процедуры осреднения и визуализации, которые затрудняют анализ полученных результатов в региональных исследованиях. В настоящее время на сайте AVISO доступны сведения о параметрах мезомасштабных вихрей (тип вихря, траектория движения, интенсивность и геострофическая скорость на внешнем контуре), полученные на основе новой версии глобального массива альтиметрических данных об уровне Мирового океана при помощи метода, основанного на определении замкнутых контуров в поле аномалий уровня моря (<http://www.aviso.altimetry.fr>, MESOSCALE EDDY TRAJECTORY ATLAS PRODUCT: Merged delayed-time version produced by SSALTO/DUACS). Пространственное и вре-

менное разрешение исходного массива составляет 0.25° и 1 сут. Этот массив, дополненный расчетными динамическими и кинематическими характеристиками вихрей, может быть использован в более детальных региональных исследованиях мезомасштабных процессов. Исходя из этого была сформулирована основная цель исследования — на основе анализа результатов, полученных при помощи метода, основанного на выделении замкнутых контуров в поле аномалий уровня моря (АУМ/SLA — Аномалии Уровня Моря/Sea Level Anomaly), рассмотреть пространственно-временную изменчивость мезомасштабных вихрей в Беринговом море в период с 1993 по 2018 гг. Для достижения поставленной цели в работе представлен обзор результатов исследований циркуляции вод, проведен анализ распределения вихрей (антициклон—циклон), рассмотрена интенсивность, нелинейность, скорость, траектории движения и районы формирования/разрушения вихревых образований в Беринговом море.

Высокие уровни мезомасштабной активности в океане связаны с течениями и фронтальными зонами. В Беринговом море общая циркуляция вод определяется основным циклоническим круговоротом, расположенным в пределах глубоководной котловины (Арсеньев, 1967; Stabeno, Reed, 1994; Stabeno et al., 1999). На западной периферии циклонического круговорота выделяют Камчатское течение, на восточной — направленное преимущественно на север/северо-запад Берингоморское склоновое течение (по терминологии В.С. Арсеньева “Поперечное течение”). Циркуляция вод во многом определяется поступлением в Берингово море вод Аляскинского течения, текущего в направлении с востока на запад с тихоокеанской стороны Алеутской островной гряды. Тихоокеанские воды, поступающие через многочисленные Алеутские проливы, формируют Северное Алеутское склоновое течение, замыкающее с юга циклоническую циркуляцию вод Берингова моря. Поступление тихоокеанских вод через проливы Алеутской гряды балансируется стоком берингоморских вод через Камчатский и Берингов проливы. Циклоническую циркуляцию вод Берингова моря можно рассматривать как звено крупномасштабного Западного субарктического круговорота северной части Тихого океана (Favorite et al., 1976).

Общую циркуляцию вод Берингова моря можно рассмотреть на основе осредненных данных о дрейфе поверхностных буев. Дрифтерные наблюдения позволяют получить количественные оценки основных параметров течений. На предыдущем этапе исследований циркуляции вод по данным наблюдений за дрейфующими буями, выполненными в период с 1988 по 1993 гг. (Stabeno, Reed, 1994) и в 1984–2003 гг. (Panteleev et al., 2011) были построены и проанализированы сред-

ние карты распределения векторов поверхностных течений в глубоководной части Берингова моря. При этом расчет средних течений проводился по относительно небольшим по объему массивам данных, в отдельных районах моря дрифтерные наблюдения отсутствовали. В работе для исследования циркуляции вод Берингова моря была использована более полная версия среднегодового массива данных дрифтерных наблюдений с пространственным разрешением 0.5° (версия от 30 июня 2019 г., <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/index.php>). Данные о скорости и направлении течений были получены в рамках глобальной дрифтерной программы (The Global Drifter Program). Положение дрифтеров определялось при помощи спутниковых систем слежения “Argos” и GPS. Методы обработки данных дрифтерных наблюдений над течениями рассмотрены в работе (Lumpkin, Johnson, 2013).

На карте средней циркуляции, построенной по данным дрифтеров (рис. 1), отчетливо выделяются основные течения Берингова моря: относительно слабое ($10\text{--}15$ см/с) Северное Алеутское склоновое течение в районе Алеутских островов, связанное с интенсивным струйным Аляскинским течением ($30\text{--}40$ см/с); Берингоморское склоновое течение ($10\text{--}25$ см/с) в восточной и северной частях моря; более сильное (до 30 см/с) Камчатское течение в юго-западной части моря. Эти три основных течения формируют циклонический круговорот над глубоководной котловиной Берингова моря. В центральной области циклонического круговорота скорости течений не превышали 15 см/с. Воды Аляскинского течения поступают в Берингово море в основном через проливы Ближний (170° в.д.) и Амчитка (180° в.д.). Западное пограничное Камчатское течение обеспечивает сток берингоморских вод в Тихий океан через Камчатский пролив ($164^\circ 30'$ в.д.).

Первые сведения о том, что течения в Беринговом море имеют хорошо выраженную вихревую структуру, были получены В.Н. Натаровым (Натаров, 1963). Выполненные в последующие годы наблюдения показали, что мезомасштабные вихри связаны с течениями циклонического круговорота и присутствуют в центральной области глубоководной части Берингова моря (например, Solomon, Ahlnäs, 1978; Kinder et al., 1980; Stabeno, Reed, 1994; Cokelet et al., 1996; Stabeno et al., 1999; Chen, Firing, 2006; Prantc et al., 2018; Андреев, 2019). По данным наблюдений, результатам теоретических исследований и численного моделирования циркуляции вод Берингоморское склоновое течение состоит из меандров и вихрей, которые могут генерироваться за счет бароклинной неустойчивости и взаимодействия течения с топографией (Kinder et al., 1975; Paluszkiwicz, Niebauer, 1984; Royer, Emery, 1984). На формирование вихрей в юго-восточной части моря может

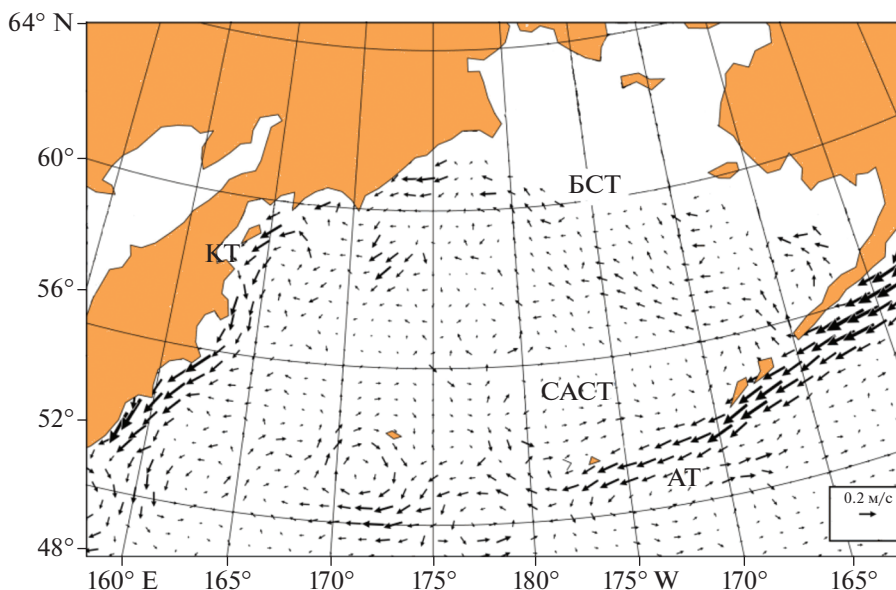


Рис. 1. Средняя циркуляция вод Берингова моря по данным поверхностных дрейфтеров. Условные обозначения: КТ – Камчатское течение; БСТ – Беринговоморское склоновое течение; АТ – Аляскинское течение; САСТ – Северное Алеутское склоновое течение.

влиять водообмен через проливы Алеутской гряды (Schumacher, Stabeno, 1994). Мезомасштабные вихри в юго-западной части моря определяют динамическую структуру вод Камчатского течения (Verkhunov, Tkachenko, 1992; Stabeno et al., 1994; Рогачев, Шлык, 2019).

По данным наблюдений мезомасштабные вихри относятся к основным динамическим особенностям Беринговоморского склонового течения. Большинство вихревых образований в этом районе является антициклоническими, диаметр вихрей составляет 20–140 км, орбитальная скорость на периферии превышает 20 см/с (Schumacher, Stabeno 1994; Cokelet, Stabeno, 1997; Mizobata et al., 2002). В западной глубоководной части моря вихри формируются за счет неустойчивости Камчатского течения. Антициклонические вихри в этой зоне часто связаны с большими заливами у восточного побережья п-ва Камчатка. Диаметр вихрей составляет 20–100 км, орбитальные скорости достигали значений 40 см/с. Время существования отдельных вихрей превышало 1 год (Solomon, Ahlnas 1978; Schumacher, Stabeno, 1998; Рогачев, Шлык, 2018). Вихри в районе Северного Алеутского склонового течения наблюдались вблизи проливов Алеутской островной гряды. Эти вихревые образования имели диаметр около 100 км и скорость вращения около 30 см/с (Stabeno et al., 1999). Влияние вихрей на термохалинную структуру вод прослеживалось до глубины 1500 м (Kinder et al., 1980).

Мезомасштабные вихри рассматриваются как важный фактор, во многом определяющий дина-

мику морских экосистем Берингова моря (например, Okkonen et al., 2004; Ladd et al., 2012). Вихри влияют на распределение биогенных элементов, хлорофилла и зоопланктона (Сапожников, 1993; Mizobata, 2006, 2008; Andreev, 2020).

МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ ОБ АНОМАЛИЯХ УРОВНЯ МОРЯ

Используемая при создании “Атласа траекторий мезомасштабных вихрей” (Mesoscale Eddy Trajectory Atlas – META2018, далее по тексту “Атлас...”) альтиметрическая информация была получена из открытого массива данных AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) при помощи системы DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System), которая является частью проекта по обработке данных мультисенсорной спутниковой альтиметрии (SSALTO), реализуемого Французским космическим агентством (CNES) и международным спутниковым оператором Collecte Localisations Satellites (CLS). Система DUACS позволяет на регулярной основе поддерживать, обновлять и проверять качество массивов данных альтиметрических наблюдений.

При создании “Атласа...” использовался подготовленный с задержкой по времени (Delayed Time) “двухспутниковый” суточный сеточный массив АУМ. Временная задержка при подготовке “оффлайн” компонента системы SSALTO/DUACS позволяет обрабатывать альтиметрические дан-

ные для получения калиброванных и высокоточных временных рядов АУМ. Двухспутниковые альтиметрические данные основаны на информации, получаемой с двух спутников, которые имеют повторяющиеся треки (например, Topex/Poseidon/ERS 1/2 или Jason-1/Envisat). Такой подход обеспечивает однородность и устойчивость массива альтиметрических данных. В настоящее время этот массив доступен на сайте Европейской службы по изучению климатических изменений Copernicus (Copernicus Climate Change Service (C3S), <http://climate.copernicus.eu/>). Аномалии уровня моря определяются относительно средней поверхности моря в узлах регулярной сетки. Пространственное разрешение сеточного массива данных составляет $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (для исследуемого района ~ 30 км по долготе и ~ 15 км по широте), временная дискретность – 1 сут, выбранный период наблюдений – с 01.01.1993 по 31.12.2018 гг.

Обработка данных включает в себя введение сенсорных и атмосферных поправок и учитывает среднюю уровенную поверхность океана, рассчитанную за период с 1993 по 2012 гг. Для коррекции альтиметрических данных применяется усовершенствованная глобальная приливная модель. Поправки на изменение уровня моря, вызванные атмосферным давлением, рассчитываются по уравнению обратного барометра. Цифровая информация о характеристиках мезомасштабных вихрей, представленная в “Атласе...”, была получена и обработана в CNES/CLS при помощи системы DUACS по методологии, разработанной в Орегонском университете США (Schlax, Chelton, 2016).

Результаты расчета АУМ по данным спутниковой альтиметрии дают возможность проводить детальные исследования мезомасштабной вихревой активности в океане. С циклоническими вихрями связано уменьшение значений АУМ, антициклонические вихри отличаются повышенными значениями аномалий уровня. Эти характеристики позволяют идентифицировать мезомасштабные вихри в полях АУМ, где антициклонические вихри проявляются как замкнутые контуры положительных значений аномалий уровня, в то время как циклонические вихри выделяются по замкнутым контурам отрицательных значений АУМ.

Один из первых методов автоматического выделения и определения траекторий движения вихрей на основе спутниковых альтиметрических данных был предложен в работе (Isern-Fontanet et al., 2003). Подробный анализ характеристик мезомасштабных вихрей для всего Мирового океана был выполнен на основе данных о распределении АУМ, полученных с временным интервалом в 7 сут и пространственным разрешением $1/3$ на $1/3$ градуса. В этом случае каждый вихрь иден-

тифицировался на основе выделения локальных экстремумов и связанной области пикселей, удовлетворявших определенным критериям. Детальное описание этого метода можно найти в работе (Chelton et al., 2011). Алгоритм выделения и расчета траекторий движения мезомасштабных вихрей, использованный в “Атласе...” и представленный на сайте AVISO, был разработан совместно Д. Шелтоном (Schlax, Chelton, 2016) и сотрудниками CLS/DUACS. Процедура выделения вихрей была основана на двухмерной версии метода, представленного в работе (Williams et al., 2011). Основными отличиями нового массива информации о мезомасштабных вихрях, по сравнению с первой версией (Chelton et al., 2011), является лучшее пространственное ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) и временное (сутки) разрешение исходных альтиметрических данных. Кроме этого, была проведена низкочастотная фильтрация полей АУМ для удаления эффектов, связанных с крупномасштабной изменчивостью, ограничено максимальное расстояние, пройденное вихрями на каждом временном шаге (удалены “прыжки” вихрей) и включена процедура интерполяции положения вихрей при временной потере вихря в течении первых 3 сут.

С технической точки зрения процедура мониторинга мезомасштабных вихрей включает в себя два основных шага. Во-первых, вихревые образования идентифицируются как замкнутые контуры АУМ, которые имеют один экстремум уровня. Как только выделяются все вихри, определяется траектория движения каждого вихревого образования, связывающая положение вихря на одном временном шаге с близлежащей подобной вихревой структурой на следующем шаге. При этом проверяется согласованность значений аномалий уровня внутри замкнутого контура. Для каждого локального максимума и минимума алгоритм проводит поиск точек вокруг экстремумов, удовлетворяющих некоторым пороговым значениям. Амплитуда уровня в точках, расположенных в пределах контура, определяемого как изолированный вихрь, должна быть равной или меньшей, по сравнению с областью, ранее выделенной как вихревое образование. Минимальное пороговое значение амплитуды уровня задается равным 1 см.

Положение центра каждого выделенного вихря определяется как центроид крайнего внешнего замкнутого контура. Для полосы широт, в пределах которой расположено Берингово море, максимальный диаметр вихря не должен превышать 400 км. Максимальный размер вихря также ограничивается количеством выделенных пикселей (не более 2000), минимальный размер зависит от пространственного разрешения сетки исходных полей АУМ. Пиксели должны быть связаны между собой и не иметь разрывов внутри выделенного контура. На последнем этапе подготовки

из массива исключались вихревые образования с продолжительностью существования менее 28 сут.

В настоящее время “Атлас...” дополняется и контролируется в рамках проекта DUACS и распространяется AVISO. Детальное описание модифицированного алгоритма автоматического выделения вихрей можно найти на сайте AVISO (<https://www.aviso.altimetry.fr>). Окончательная текущая версия массива данных содержит сведения о положении всех выделенных вихрей на каждые сутки для всего периода альтиметрических наблюдений (с 1993 г. по настоящее время), информацию о типе (антициклон/циклон), орбитальной скорости, амплитуде, радиусе (масштабе) и других параметрах, характеризующих мезомасштабные вихри. Массив цифровых данных “Атласа...” доступен по ссылке: <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/value-added-products/>.

ВЫДЕЛЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В этом разделе работы сравниваются результаты, полученные при помощи трех различных подходов, используемых для выделения мезомасштабных вихрей по данным спутниковой альтиметрии. Мезомасштабные вихри выделялись визуально на основе базового использования альтиметрических данных об уровне моря для расчета поверхностных геострофических течений (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/data-access/gridded-data-extraction-tool.html>, абсолютные геострофические скорости (MADT-UV); метода Лагранжевой диагностики, основанного на расчете определенных по масштабу показателей Ляпунова (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/value-added-products/fsle-finite-size-lyapunov-exponents.html>), который позволяет обнаружить устойчивые мезомасштабные вихри в поле скорости поверхностных геострофических течений (Aurell et al., 1997; Lehahn et al., 2007); результаты автоматического выделения мезомасштабных вихрей по замкнутым контурам в поле АУМ (Chelton et al., 2011, “Атлас...”). Согласно рекомендациям AVISO в работе использовался массив скоростей абсолютных геострофических течений, рассчитанных относительно поверхности геоида. Абсолютные геострофические скорости позволяют получить представление о наиболее устойчивых элементах циркуляции вод. В качестве примера было рассмотрено распределение вихрей в Беринговом море 21 июня 2016 г.

На рис. 2, а показана карта распределения векторов поверхностных геострофических течений в Беринговом море, построенная на 21 июня 2016 г. Карта показывает, что основные течения Берингова моря имеют хорошо выраженную вихревую структуру. Вихревое поле в основном определя-

лось антициклоническими вихрями. Как непрерывный поток хорошо выделялось Аляскинское течение, следующее в западном направлении вдоль южной границы Алеутской островной гряды. В Тихом океане в районе 170°–174° в.д. Аляскинское течение формировало мощный антициклонический вихрь диаметром около 350 км. По восточной периферии этого вихря тихоокеанские воды через пролив Ближний (172° в.д.) поступали в Берингово море. Полученная по спутниковым альтиметрическим данным “синоптическая” карта геострофических течений отличается от средних схем циркуляции вод Берингова моря. Эти отличия определялись присутствием большого количества мезомасштабных вихрей, связанных с основными течениями: Берингоморским склоновым течением (6 антициклонических вихрей); Камчатским течением (3 антициклонических вихря); Северным Алеутским склоновым течением (8 антициклонических вихрей). Слабо выраженные антициклонические и циклонические вихревые образования наблюдались в центральной области глубоководной Алеутской котловины Берингова моря. Основные течения Берингова моря прослеживались как потоки, огибающие цепочки антициклонических вихрей. Скорости геострофических течений в зоне основных течений изменялись от 0.05 (между вихрями) до 0.25 см/с (на периферии вихрей). Как общий базовый метод, расчет геострофических течений по альтиметрическим данным позволяет определить количество и местоположение мезомасштабных вихрей.

Карты пространственного распределения показателей Ляпунова (метод Лагранжевой диагностики) дают возможность выделить мезомасштабные вихри и районы с различным динамическим режимом. Кроме этого, такие карты позволяют определить положение транспортных барьеров, ограничивающих так называемые “транспортные коридоры”, по которым происходит адвективный перенос жидкости. Транспортные коридоры обычно соответствуют струйным течениям или вторжениям вод на периферии мезомасштабных вихрей и определяют горизонтальную структуру вихревых образований. Анализ “лагранжевых” карт позволяет определить происхождение вод, которые распространяются по транспортным коридорам. Адвекция трассеров по транспортным коридорам может формировать характерную спиралевидную структуру вихрей. Степень детализации динамической структуры определяется выбором характерного значения определенного по масштабу показателя Ляпунова. В качестве порога, определяющего положение транспортных коридоров, обычно выбирается значение 0.2. На рис. 2, б показано распределение показателей Ляпунова в глубоководной части Берингова моря, рассчитанное на 21 июня 2016 г. На карте отчетливо выделя-

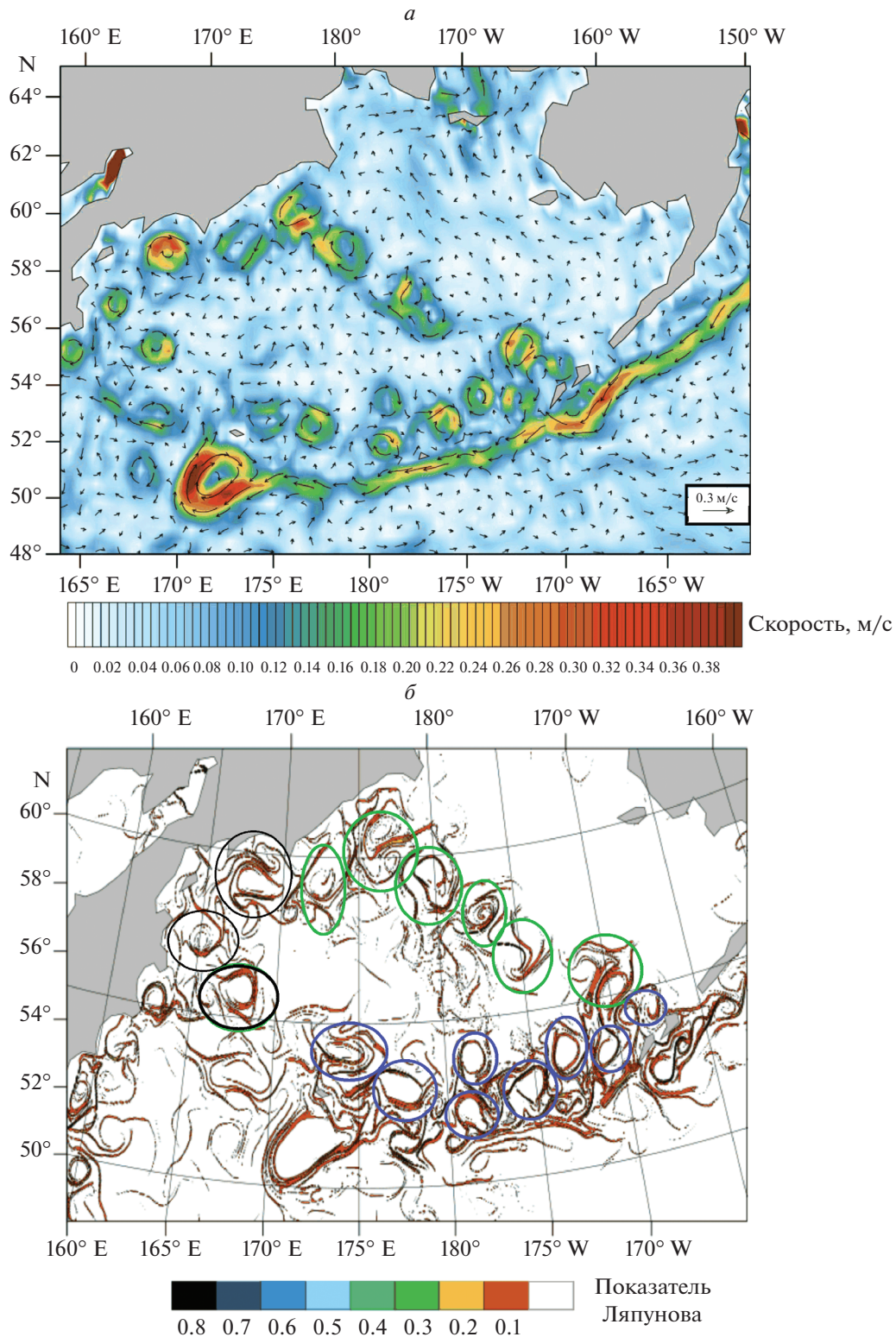


Рис. 2. Поверхностные геострофические течения, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии (а), и пространственное распределение определенных по масштабу показателей Ляпунова в Беринговом море (б). Расчеты проводились на 21 июня 2016 г. На карте распределения показателей Ляпунова овалами зеленого цвета выделены вихри Берингоморского склонового течения, черный цвет соответствует вихрям Камчатского течения, синими овалами выделены вихри Северного Алеутского склонового течения.

ются две основные зоны с различным динамическим режимом. Динамика вод на окраине глубоководных котловин вблизи материкового склона определяется в основном мезомасштабными вихрями. Внутренние области глубоководных котловин моря относятся к районам со спокойным динамическим режимом. На карте распределения показателей Ляпунова выделяются 6 вихрей Беринговоморского склонового течения, 3 вихря Камчатского течения и 8 вихрей, связанных с Северным Алеутским склоновым течением. Выделенные вихри соответствуют антициклоническим вихревым образованиям в поле поверхностных геострофических течений (рис. 2, а). Это показывает, что метод, основанный на расчете показателей Ляпунова, можно использовать для исследования мезомасштабных вихрей в Беринговом море. Области наибольших значений показателя Ляпунова (сгущения изолиний, проявляющиеся как “хребты” или “гребни” на карте) соответствуют транспортным барьерам, которые ограничивают и определяют движение жидкости по адвентивным транспортным коридорам. Положение транспортных коридоров, связанных с антициклонами Северного Алеутского склонового течения, позволяет сделать вывод о том, что вихри этого потока взаимодействуют с водами Аляскинского течения, поступающими в Берингово море через проливы Амурта (172° з.д.) и Амчитка (180° в.д.). Вихри, расположенные вблизи проливов Буддырь (176° в.д.) и Ближний (172° в.д.), не имели четко выраженной системы транспортных коридоров и могли взаимодействовать как с тихоокеанскими водами, поступающими в Берингово море через эти проливы, так и с водами центральной части глубоководной котловины. В зоне перехода от Северного Алеутского склонового течения к Беринговоморскому склоновому течению (юго-восточная часть Алеутской глубоководной котловины) вихри имели связанные между собой транспортные коридоры, формирующие общую систему струйных течений. Положение транспортных коридоров на восточной периферии антициклонических вихрей Беринговоморского склонового течения показывает, что в вихревом поле происходит активное вовлечение вод области материкового склона и внешней части северного шельфа и адвекция этих вод в направлении глубоководной части моря. Обратный процесс (перенос в направлении шельфа из открытой части моря) наблюдался по западной периферии антициклонических вихрей. Это показывает, что мезомасштабные вихри Беринговоморского склонового течения обеспечивают обмен свойствами между шельфовой зоной, областью материкового склона и глубоководной частью моря. Под влиянием мезомасштабных вихрей над материковым склоном формируется высокопродуктивная зона, известная под названием

“зеленый пояс” (Okkonen et al., 2004; Mizobata et al., 2006).

Метод автоматического выделения вихрей по замкнутым контурам в поле АУМ позволяет определить тип мезомасштабного вихря (циклон/антициклон) и установить положение центров вихревых образований в определенные моменты времени. На рис. 3, а показано распределение мезомасштабных вихрей в Беринговом море на 26 июня 2016 г. Продолжительность существования вихрей, показанных на этой карте, превышала 28 сут (выборка данных из глобального массива META2018). В полном массиве данных из “Атласа...”, включающем относительно короткоживущие вихри с продолжительностью существования 28–90 сут, в Беринговом море было обнаружено 15 антициклонических и 6 циклонических вихрей. Таким образом, общее количество мезомасштабных вихрей, выделенных по замкнутым контурам АУМ, превышало количество хорошо выраженных вихревых структур в поле геострофических течений. В районе Беринговоморского склонового течения было выделено 5 антициклонов, 3 антициклонических вихря были связаны с Камчатским течением, в области Северного Алеутского склонового течения наблюдалось только 6 антициклонов. В Алеутской глубоководной котловине выделялись 2 антициклонических и 3 циклонических вихря, которые плохо прослеживались на картах, представленных на рис. 2. В то же время в районе Беринговоморского склонового и Северного Алеутского склонового течений появились циклонические вихри (1 и 2 вихря, соответственно), которые трудно было выделить в поле геострофических течений и по распределению показателей Ляпунова.

Присутствие относительно короткоживущих вихрей (продолжительность существования 28–90 сут), которые плохо выделяются в Беринговом море стандартным методом в поле геострофических течений, затрудняет интерпретацию полученных результатов и является основной причиной перехода к массиву с более долгоживущими мезомасштабными вихрями. Исходя из этого, в региональную базу данных о характеристиках мезомасштабных вихрей Берингова моря включены только более устойчивые вихревые структуры с продолжительностью существования более 90 сут, которые могут оказывать существенное влияние на сезонную изменчивость полей океанологических параметров. Положение таких вихрей на 21 июня 2016 г. показано на рис. 3, б. На рисунке видно, что общее количество выделенных вихрей сократилось с 21 до 12 (10 антициклонов и 2 циклона). В зоне Беринговоморского склонового течения было выделено 3 антициклонических вихря, в районе Камчатского течения – 2 антициклона. С Северным Алеутским склоновым те-

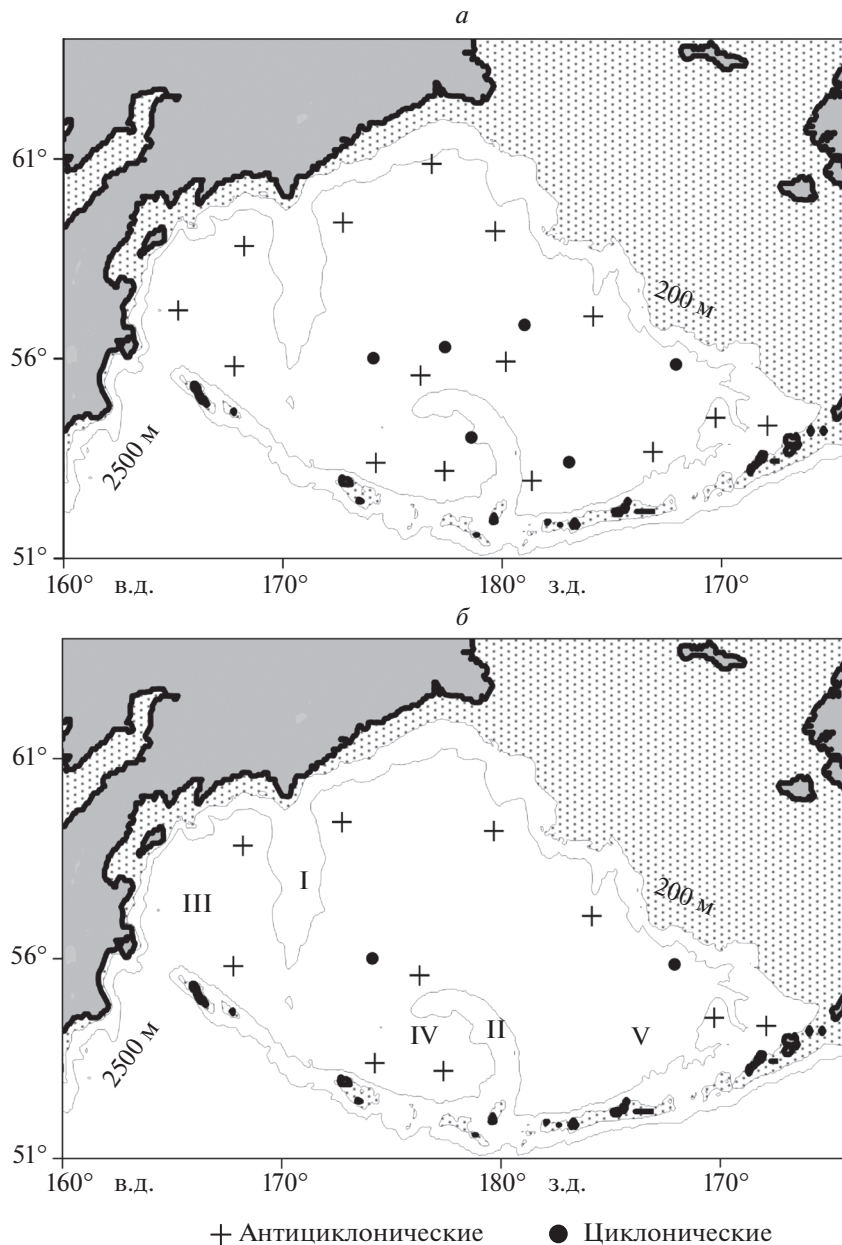


Рис. 3. Мезомасштабные вихри, выделенные в Беринговом море по замкнутым контурам в поле аномалий уровня моря на 21 июня 2016 г. На верхнем рисунке (*a*) показано положение вихрей с продолжительностью существования более 28 сут (данные из глобального массива), на нижнем (*б*) показаны центры вихревых образований с продолжительностью существования более 90 сут (региональный массив для Берингова моря). Условные обозначения: I – хребет Ширшова; II – хребет Бауэrsa; III – Командорская котловина; IV – котловина Бауэrsa; V – Алеутская котловина.

чением было связано только 5 антициклонических вихрей. Антициклонический и циклонический вихри наблюдались в области Алеутской глубоководной котловины.

Различное количество выделенных мезомасштабных вихрей (рис. 3, *a* и рис. 3, *б*) объясняется тем, что относительно большая часть вихревых образований в Беринговом море имеют период существования, не превышающий 90 сут. Один из

антициклонических вихрей Берингоморского склонового течения имел “двухъядерную” структуру (вихрь вблизи 178° з.д. на рис. 2) и не был обнаружен автоматическим методом. Пара вихрей антициклон/циклон в области Берингоморского склонового течения (~172° з.д.) с более выраженным в поле геострофических течений вихревым образованием с антициклоническим знаком вращения была идентифицирована как циклонический вихрь. Один из антициклонов в

южной части Командорской котловины также не был выделен как долгоживущий вихрь. Формирование короткоживущих антициклонических вихрей могло быть связано с изменчивостью водообмена через проливы Алеутской гряды. Можно отметить, что циклонические вихри были слабо выражены в поле поверхностных геострофических течений и плохо выделялись как Лагранжевы структуры (рис. 2). Мезомасштабные циклоны в океане имеют меньший период существования, по сравнению с антициклоническими вихрями (Chelton et al., 2011).

Сравнение результатов, полученных при помощи трех различных подходов к выделению вихревых структур в Беринговом море, показало, что визуальный (расчет геострофических течений) и Лагранжевы методы определяют положение большего количества вихрей, по сравнению с автоматическим методом выделения вихрей по замкнутым контурам в полях АУМ с продолжительностью существования более 90 сут. Каждый из подходов к выделению мезомасштабных вихрей может быть использован при планировании, проведении и анализе результатов морских экспедиционных океанографических исследований. Метод, основанный на автоматическом выделении вихревых структур в полях АУМ, позволяет получить наиболее полную информацию об основных характеристиках мезомасштабных вихрей. На основе этого метода, с учетом большой продолжительности ряда наблюдений (1993–2018 гг.) и пространственно-временного разрешения (0.25° и 1 день) исходного массива спутниковых альтиметрических данных можно провести статистический анализ параметров мезомасштабной изменчивости в Беринговом море.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

В этой части работы рассматриваются основные статистические характеристики мезомасштабных вихрей в Беринговом море, полученные при помощи метода выделения вихревых образований по замкнутым контурам в полях АУМ. Всего за период альтиметрических наблюдений (26 лет) было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут. В Беринговом море преобладали антициклонические мезомасштабные вихри (361 вихрь, рис. 4, *а–г*). В среднем в течение года формировалось приблизительно 14 антициклонов. Траектории движения вихрей в основном совпадали с направлением основных течений общего циклонического круговорота Берингова моря.

Распределение количества антициклонических вихрей по времени существования показы-

вает (рис. 5, *а*), что в глубоководной части моря преобладали вихри со временем жизни от 90 до 180 сут (270 вихрей). Только два вихря имели период существования более 1 г. Гистограмма имеет локальный максимум (60 вихрей) в диапазоне значений 210–360 сут. Относительно долгоживущие антициклоны Берингоморского склонового и Камчатского течений (180–360 сут, рис. 4, *а, б*) преимущественно перемещались в направлении основных потоков (на северо-запад/запад и юг, соответственно). Наблюдалась определенная концентрация вихрей Северного Алеутского склонового течения у основных проливов Алеутской гряды. Отдельные вихри могли отрываться от основных течений и двигаться в направлении центральной глубоководной части моря. Антициклоны с наибольшим периодом существования были обнаружены в области Берингоморского склонового и Северного Алеутского склонового течений (рис. 4, *а*). Основная часть антициклонических вихрей (время существования 90–180 сут, рис. 4, *в, г*) также была связана с зоной основных течений циклонического круговорота Берингова моря. Однако в этом случае вихревые образования были более равномерно распределены в пределах глубоководных котловин моря. Антициклонические вихри могли пересекать хребт Ширшова, но не наблюдались над хребтом Бауэрса.

Средняя длина траекторий антициклонов составляла 715.8 км. Расстояние, пройденное вихрями, изменялось в диапазоне от 207 до 2355 км (рис. 6, *а*). Большая часть антициклонических вихрей перемещалась на расстояние 250–750 км (233 вихря) с максимумом в диапазоне 500–750 км (133 случая). Меньшая часть антициклонов (101) проходила расстояние 750–1500 км. Длина траекторий отдельных антициклонических вихрей превышала 1500 км (8 случаев).

За период наблюдений в Беринговом море был выделен 231 циклонический вихрь (рис. 4, *д–з*). В среднем в течение года формировалось около 9 циклонов с продолжительностью существования более 90 сут. В Беринговом море преобладали вихри с продолжительностью существования 90–180 сут (202 случая, рис. 5, *б*).

Пространственное распределение траекторий движения долгоживущих циклонов (180–360 и более суток, рис. 4, *д, е*) значительно отличалось от положения траекторий перемещения антициклонических вихрей (рис. 4, *а, б*). Циклонические вихри наблюдались только в юго-восточной части Берингова моря. Долгоживущие циклоны были связаны с Северным Алеутским склоновым и Берингоморским склоновым течениями и не оказывали влияния на центральную глубоководную часть моря. Наиболее долгоживущий циклонический вихрь, который существовал более од-

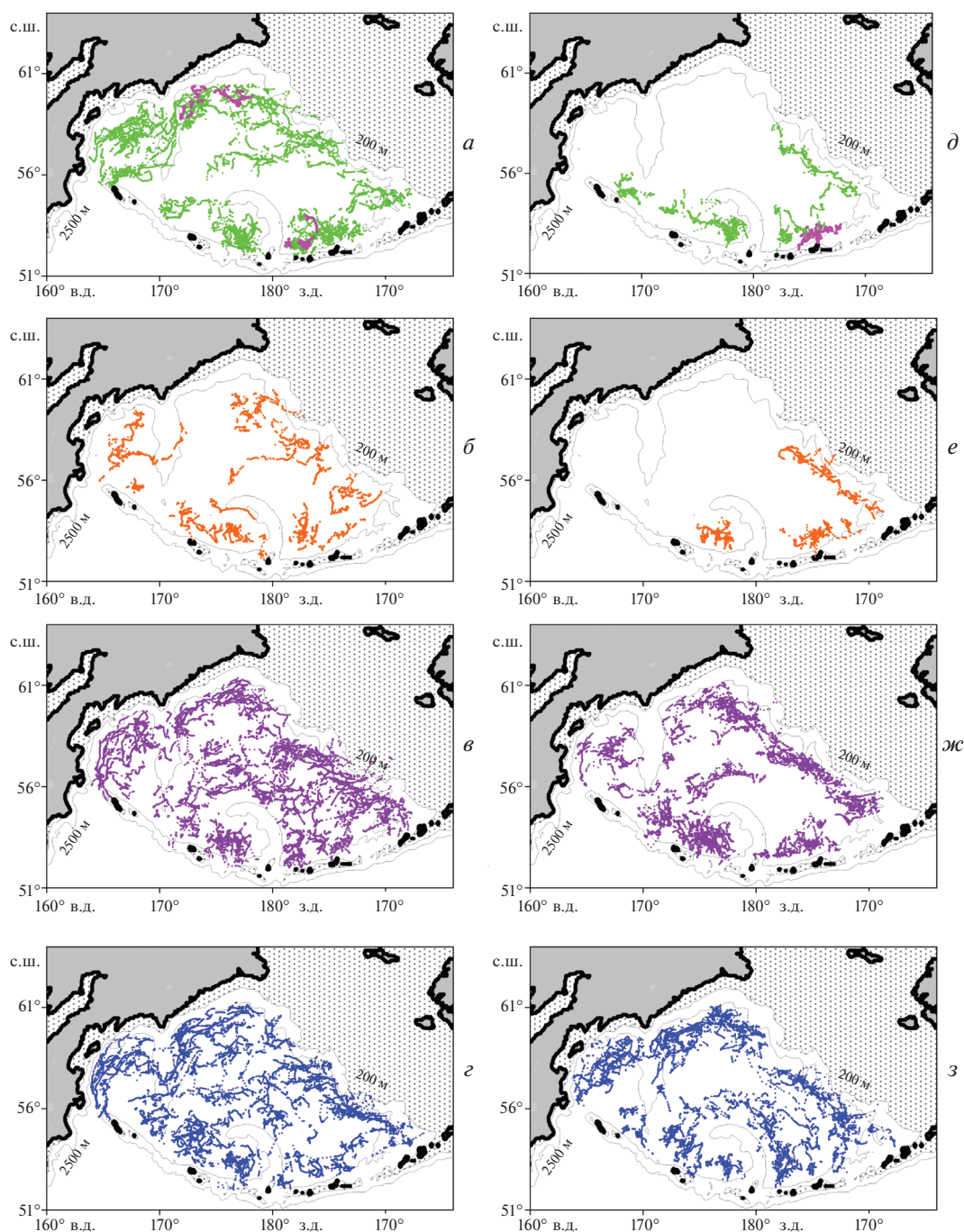


Рис. 4. Траектории движения антициклонических (*а–г*) и циклонических (*д–з*) вихрей в Беринговом море за период с 1993 по 2018 гг. Выделялись только вихри со временем жизни более 90 сут. Цвет на картах траекторий вихрей соответствует цвету на графиках, показанных на рис. 5: *а, д* – 180–360 и более суток; *б, е* – 180–210 сут; *в, ж* – 120–180 сут; *г, з* – 90–120 сут.

ного года, был обнаружен в области Северного Алеутского склонового течения (рис. 4, *д*). Траектории относительно короткоживущих вихрей (90–180 сут) были более равномерно распределены по глубоководной части моря (рис. 4, *ж, з*). Циклоны наблюдались как в зоне основных течений циклонического круговорота, так и в преде-

лах Командорской, Бауэrsa и Алеутской глубоководных котловин.

Гистограмма, показывающая распределение количества циклонических вихрей в зависимости от диапазона длины траекторий, представлена на рис. 6, *б*. Наибольшее количество вихрей перемещалось на расстояние 500–750 км (98 случаев),

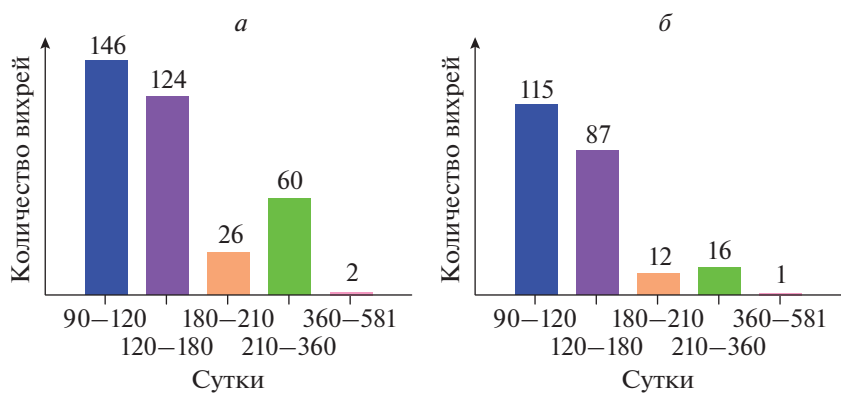


Рис. 5. Распределение количества антициклонических (*а*) и циклонических (*б*) вихрей в зависимости от времени существования. Цвета на графиках соответствуют цветам на рис. 4.

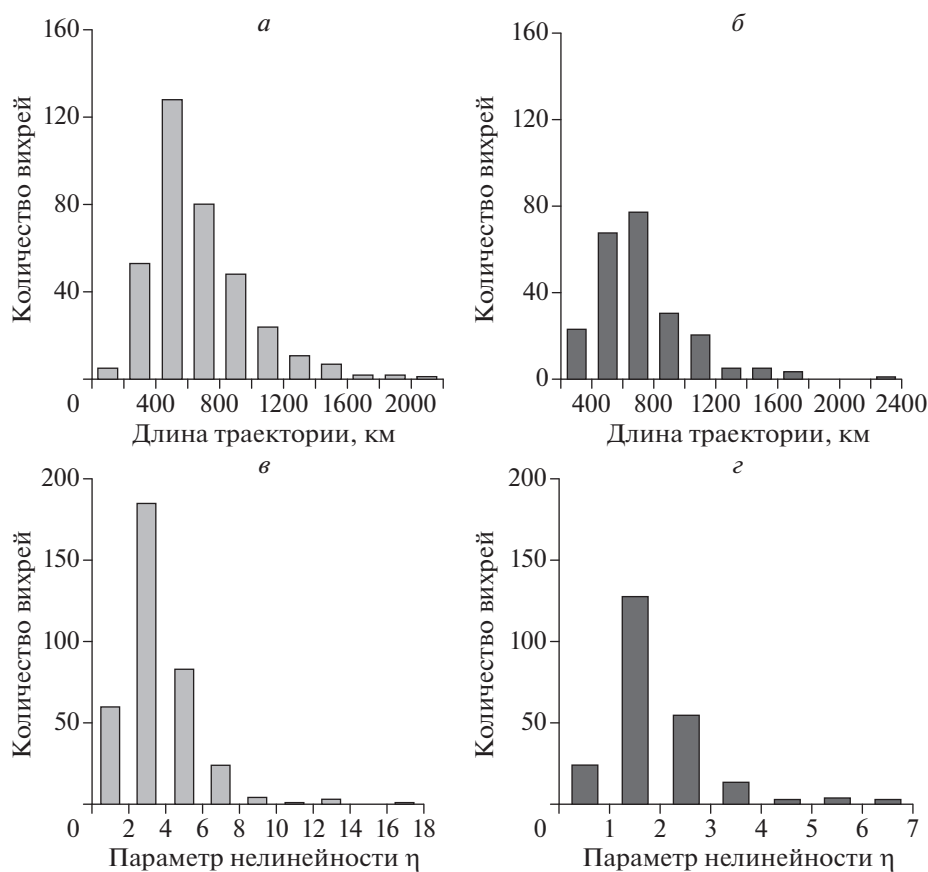


Рис. 6. Распределение количества вихрей в зависимости от длины траектории (*а*, *б*) и от параметра нелинейности (*в*, *г*). Антициклонические вихри (*а*, *в*) выделены штриховкой, циклонические (*б*, *г*) показаны черным цветом.

длина траектории 53 вихрей изменялась в диапазоне 100–500 км. Длину траектории от 750 до 1500 км имели 74 вихря, 6 циклонических вихрей прошли расстояние свыше 1500 км. Средняя длина траекторий циклонов составляла 668 км, длина траекторий изменялась в диапазоне 129–2082 км. Среднее расстояние, пройденное антициклони-

ческими вихрями, превышало среднюю длину траекторий циклонов.

В целом, как антициклонические, так и циклонические вихри в основном были связаны с течениями циклонического круговорота Берингова моря. Берингоморское склоновое, Камчатское и Северное Алеутское склоновое тече-

ния имели хорошо выраженную вихревую структуру. Антициклонические вихри участвовали в обмене свойствами между зоной основных течений и глубоководной частью моря. Вихри, расположенные над областью материкового склона, должны взаимодействовать с водами внешней части берингоморского шельфа. Таким образом, мезомасштабная динамика может обеспечивать взаимосвязь между отдельными структурными элементами экосистемы Берингова моря.

Антициклонические и циклонические вихри в Беринговом море имели средний радиус и среднеквадратичное отклонение от среднего значения 53.2 ± 10.6 и 63.5 ± 27.5 км, значения радиуса изменялись в диапазонах 27.0–134.8 и 41.7–96.3 км, соответственно (рис. 7, а, б). Радиус деформации Россби в Беринговом море изменяется от 12 до 20 км (Chelton et al., 1998). Средняя амплитуда (перепад высот между центром и периферией вихря) и среднеквадратичное отклонение для антициклонических и циклонических вихрей составляли 6.3 ± 4.2 и 4.7 ± 1.8 см при максимальных значениях 38.4 и 11.8 см. Средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем замкнутом контуре вихря и среднеквадратичное отклонение средней скорости для антициклонов и циклонов были равны 14.0 ± 6.5 и 10.8 ± 9.0 см/с, максимальные значения составляли 51.9 и 22.5 см/с (рис. 7, в, г). Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения составляла 16.9 и 10.6 см/с, изменяясь в диапазонах 2.7–43.0 и 3.0–36.4 см/с, соответственно. Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения и среднеквадратичное отклонение средней скорости составляли 5.1 ± 1.6 и 6.2 ± 1.8 см/с, изменяясь в диапазонах 1.5–11.6 и 2.6–11.4 см/с, соответственно (рис. 7, д, е).

Адвективный параметр нелинейности вихря определяется как безразмерное соотношение $\eta = U/c$, где U – орбитальная скорость на внешнем контуре вихря, c – горизонтальная скорость перемещения вихря. Предполагается, что при значениях параметра $\eta > 1$ вихри могут захватывать и адвективно переносить воду вдоль траектории движения (Chelton et al., 2011). Вихревая адвекция захваченной жидкости определяет перенос таких свойств воды, как температура, соленость, биогенные элементы и фито- и зоопланктон. Таким образом, при “угасании” или разрушении нелинейные вихри участвуют в модификации свойств водных масс. Гистограммы (рис. 6, в, г) показывают распределение количества антициклонических и циклонических вихрей в зависимости от диапазона изменения параметра нелинейности. На графике видно, что все вихри в Беринговом море относятся к категории нелинейных ($\eta > 1$). Антициклонические вихри отличались большими значениями параметра нелинейности (среднее значение 3.7), наибольшее количество

циклонов наблюдалось в диапазоне η от 2 до 4. Распределение количества циклонических вихрей имело максимум в интервале 1–2 при среднем значении $\eta = 1.9$. Результаты расчета адвективного параметра нелинейности показывают, что при большем количестве антициклонических вихрей вихревые структуры этого знака вращения вносят существенный вклад в обмен свойствами между структурными зонами Берингова моря.

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

Результаты расчета траекторий движения вихрей позволяют установить положение районов формирования (первая точка траектории каждого выделенного вихря) и разрушения (последняя точка траектории) антициклонических и циклонических мезомасштабных вихрей в Беринговом море. На картах (рис. 8) показано распределение точек, в которых формировались и угасали антициклонические (рис. 8, а, б) и циклонические (рис. 8, в, г) вихри. Большая часть антициклонических и циклонических вихрей была связана с основными течениями циклонического круговорота глубоководной части моря (рис. 8, а, в). Это показывает, что мезомасштабные вихри могли формироваться за счет бароклинной/баротропной неустойчивости Берингоморского склонового и Камчатского течений. На формирование вихрей в зоне Северного Алеутского склонового течения должен оказывать влияние водообмен через проливы Алеутской гряды.

Области сгущения начальных точек формирования антициклонических вихрей не были связаны с основными подводными каньонами, расположенными на материковом склоне у северного берингоморского шельфа (каньоны Прибылова (168° з.д.), Жемчуг (172° з.д.) и Наваринский (178° в.д.)). Это показывает, что процесс формирования антициклонических вихрей вблизи каньонов за счет отрицательной завихренности погружающихся зимних шельфовых вод высокой плотности (D’Asaro, 1988) не является основным механизмом генерации вихрей в области Берингоморского склонового течения.

Как антициклонические, так и циклонические вихри (рис. 8, а, в) могли впервые регистрироваться во внутренней области циклонического круговорота над глубоководной частью моря. Можно отметить, что формирование циклонических вихрей не наблюдалось над хребтами Ширшова и Бауэрса. Это показывает, что взаимодействие течений с этими топографическими особенностями рельефа дна не оказывает существенного влияния на процессы генерации вихревых структур этого знака вращения.

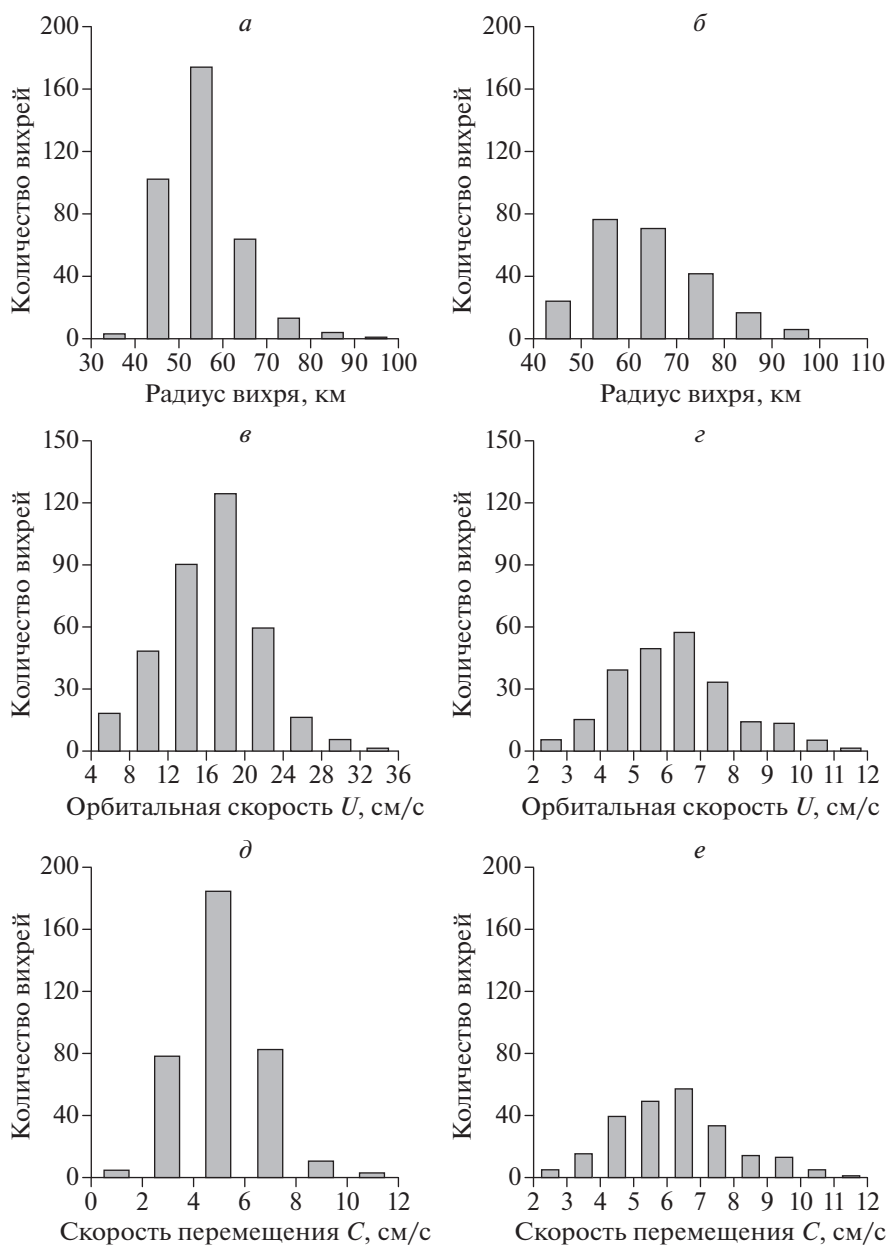


Рис. 7. Распределение количества вихрей в зависимости от радиуса (*a, б*), орбитальной скорости (*в, г*) и скорости перемещения вдоль траектории движения (*д, е*). Антициклонические вихри (*a, в, д*) выделены штриховкой, циклонические (*б, г, е*) показаны черным цветом.

Характер распределения точек угасания (исчезновения) антициклонических и циклонических вихрей (рис. 8, *б, г*) также существенно не отличается друг от друга. Мезомасштабные вихри в основном формировались, перемещались и разрушались в зоне основных течений циклонического круговорота Берингова моря. Меньшее количество вихрей угасало в центральной области глубоководной части моря. Можно отметить, что в западной части моря разрушение циклонических вихрей наблюдалось над хребтом Ширшова, а в Командорской котловине область угасания

вихрей располагалась в районе, прилегающем к Камчатскому проливу.

На рис. 9 показано распределение количества “новых” и исчезнувших антициклонических и циклонических вихрей по сезонам. В январе—марте на динамику вод Берингова моря влияет усиление ветра (зимний тип атмосферной циркуляции) и присутствие ледового покрова. Максимальная ледовитость обычно наблюдается в марте—первой половине апреля. В апреле—июне море освобождается от льда. В июле—сентябре море

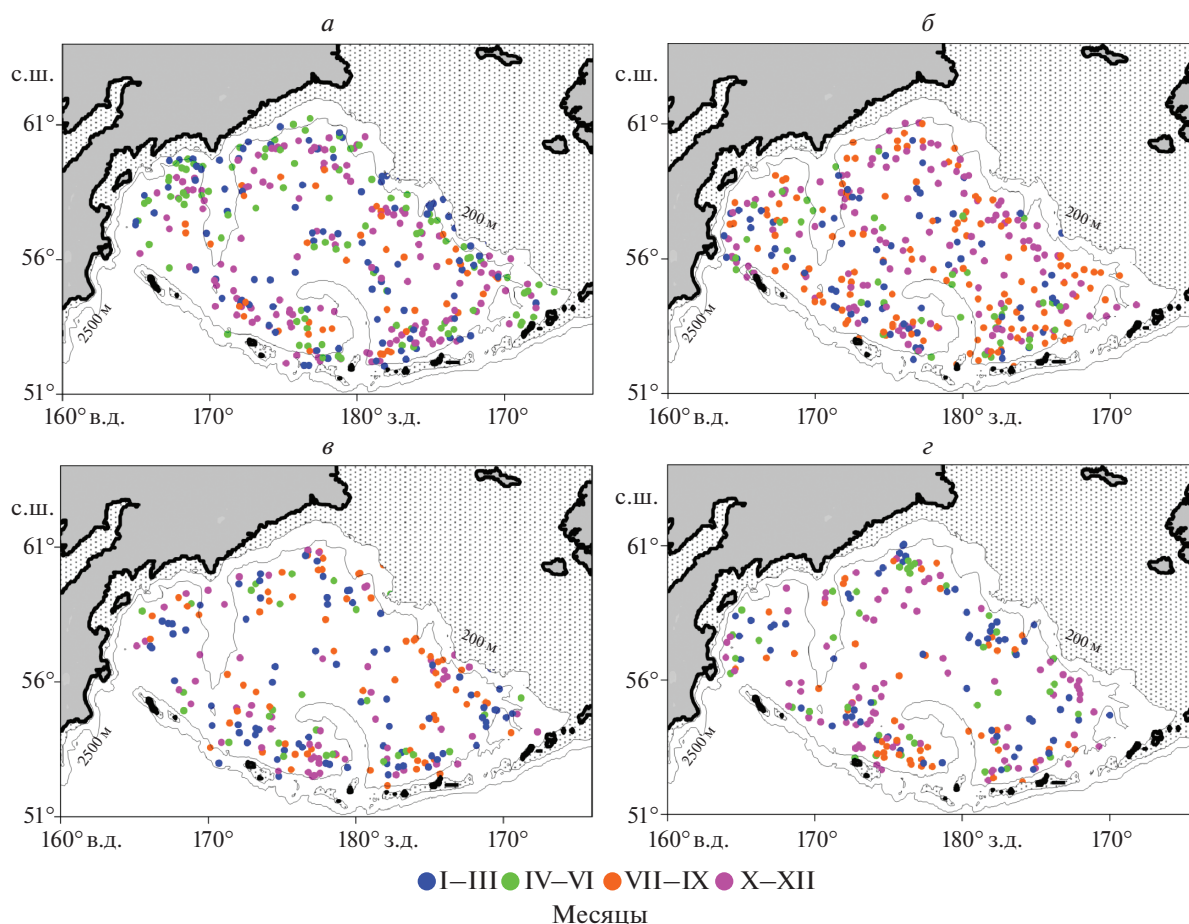


Рис. 8. Положение начальных (а)/конечных (б) точек траекторий антициклонических и начальных (в)/конечных (г) точек циклонических вихрей. Цвет точек соответствует цвету на графике, показывающем распределение вихрей по сезонам (рис. 9).

находится под воздействием летнего режима ветровой циркуляции (ослабление ветра) и радиационного прогрева. Осенью и в начале зимнего периода происходит активное охлаждение поверхностного слоя и начинает формироваться ледовый покров. На сайте Национального центра по исследованию снега и льда (<https://nsidc.org/>) доступна информация о среднем (медианном) положении кромки льда в Беринговом море, полученная на основе анализа спутниковой информации. При средних условиях кромка льда в период максимального развития ледового покрова не выходит за пределы шельфа в северной и восточной частях моря и совпадает с положением кромки шельфа в западной части моря. Таким образом, при средних условиях присутствие льда не влияет на работу альтиметров в глубоководной части Берингова моря. В годы с очень высокой ледовитостью лед появляется в северо-западной части глубоководной котловины к северу от 59° с.ш., дрейфующий лед может выходить за пределы кромки шельфа в юго-западной части моря у во-

сточного побережья п-ва Камчатка. В присутствии разряженного дрейфующего льда в массиве AVISO отсутствующие сеточные точки в глубоководной части моря могут заменяться интерполированными или экстраполированными значениями.

Распределение по сезонам количества формируемых и разрушенных антициклонических вихрей показано на рис. 9, а. Максимальное число “новых” антициклонов приходится на апрель–июнь, т.е. на период с минимальным количеством вновь образовавшихся циклонов (рис. 9, б). Минимальное количество антициклонов образуется в осенний и предзимний период (октябрь–декабрь, сезон перехода от летнего к зимнему типу атмосферной циркуляции). На вторую половину года (июль–декабрь) приходится наибольшее число зарегистрированных случаев исчезновения антициклонов, в отличие от циклонов, которые в основном разрушаются в январе–июне. На рис. 9, б видно, что большая часть циклонических вихрей формируется в холодную половину года, макси-

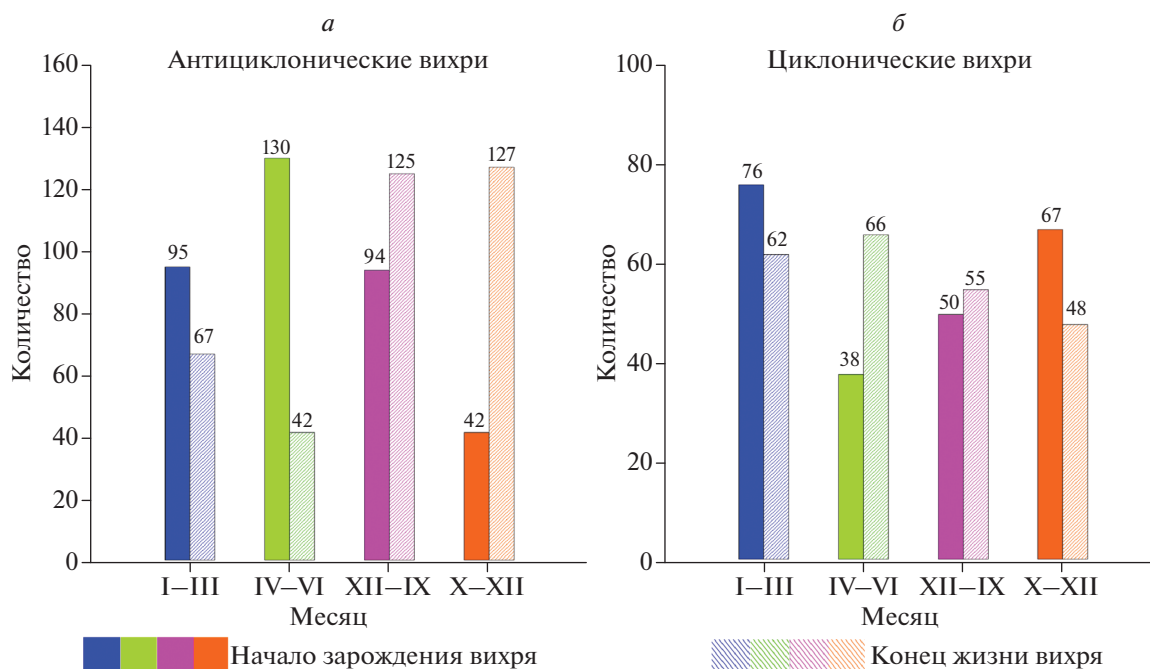


Рис. 9. Распределение количества выделенных антициклонических (а) и циклонических (б) вихрей по сезонам. Цветные столбцы соответствуют начальным точкам регистрации вихрей, цветные столбцы со бледной штриховкой – конечным точкам.

мальное количество вновь сформировавшихся циклонов приходится на январь–март, минимальное – на апрель–июнь.

Наблюдаемые сезонные отличия в формировании/разрушении мезомасштабных вихрей различного знака вращения могут быть связаны с тем, что соотношение вкладов основных механизмов генерации и разрушения мезомасштабных вихревых структур в Беринговом море отличаются для циклонических и антициклонических вихрей. Статистический анализ не позволяет точно определить основные физические процессы, определяющие формирование и угасание вихрей.

Определенный интерес представляет выделение районов с ярко выраженной сезонной изменчивостью количества “новых” и разрушающихся вихрей. На рис. 8 цветом выделено (цвет соответствует сезонам на рис. 9) распределение начальных и конечных точек траекторий циклонических и антициклонических вихрей в различные сезоны года. Антициклоны (рис. 8, а, б) в зимний период формировались в области материкового склона у северо-восточного шельфа Берингова моря в зоне Берингоморского склонового течения. Относительно большое количество “новых” антициклонов наблюдалось в этом районе в июле–сентябре. Исчезновение антициклонов в этой зоне начиналось в июле–сентябре и продолжалось до октября–декабря. В зимний период отмечены только отдельные случаи исчезновения

антициклонов, связанных с этим течением. Генерация антициклонов в районе Алеутских островов наблюдалась в течении всего года, с локальным максимумом в июле–сентябре. Усиление процесса генерации вихрей могло быть связано с сезонным ходом водообмена через проливы Алеутской гряды. В пределах Командорской котловины появление антициклонических вихрей регистрировалось в период с апреля по сентябрь. В январе–июне вихри были связаны с Камчатским течением (область материкового склона у восточного побережья Камчатки). Разрушение антициклонических вихрей во вторую половину года (июль–декабрь) не было четко связано с определенными географическими районами и происходило практически по всей акватории глубоководной части Берингова моря.

В зимний период циклоны (рис. 8, в, г) наиболее часто формировались вблизи Алеутских островов. Это может свидетельствовать о том, что на генерацию циклонических вихрей влияет водообмен через проливы Алеутской гряды. Зимой циклоны появлялись в пределах Алеутской, Командорской глубоководных котловин и котловины Бауэрса. Формирование циклонических вихрей наблюдалось также в зоне Берингоморского склонового и Камчатского течений. Разрушение циклонических вихрей в апреле–июне регистрировалось вблизи материкового склона в области Берингоморского склонового течения. Исчезновение вихрей в районе Алеутских островов (об-

ласть Северного Алеутского склонового течения) наблюдалось в период с апреля по декабрь. В котловине Бауерса, прилегающей к Алеутским проливам, большое количество циклонических вихрей исчезало в период с октября по декабрь. В северной части Командорской котловины циклоны формировались в течении всего года, разрушение вихрей происходило в юго-западной части этого района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время спутниковая альтиметрия рассматривается как один из основных методов исследования мезомасштабных вихрей в океане. Анализ данных альтиметрических наблюдений позволяет определить характеристики вихрей и исследовать пространственно-временную изменчивость мезомасштабного вихревого поля. В работе рассматриваются основные параметры мезомасштабных вихрей в Беринговом море, полученные при помощи метода, основанного на выделении вихрей по замкнутым контурам в полях аномалий уровня моря. За период альтиметрических наблюдений (1993–2018 гг.) было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут. Как антициклонические (361), так и циклонические (231) вихри в основном были связаны с течениями циклонического круговорота глубоководной части Берингова моря.

Антициклонические и циклонические вихри в Беринговом море имели средний радиус 53.2 и 63.5 км, средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем замкнутом контуре для антициклонов и циклонов была равна 14.0 и 10.8 см/с. Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения составляла 5.1 и 6.2 см/с.

Большая часть выделенных мезомасштабных вихрей была связана с основными звеньями циркуляции вод глубоководной части Берингова моря – Берингоморским склоновым, Камчатским и Северным Алеутским склоновым течениями. Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что вихри в основном формируются за счет бароклинной/баротропной неустойчивости Берингоморского склонового и Камчатского течений. На вихреобразование в зоне Алеутского склонового течения влияет водообмен через проливы Алеутской гряды. Большая часть циклонических вихрей формируется в холодную половину года (январь–март). Максимальное число “новых” антициклонических вихрей появляется в апреле–июне. Сезонная изменчивость циркуляции вод оказывает влияние на интенсивность вихреобразования в Беринговом море.

Бароклинная неустойчивость течений относится к основным физическим механизмам,

определяющим формирование мезомасштабных вихрей (Gill et al., 1974). На вихреобразование влияет взаимодействие течений с особенностями рельефа дна (подводные хребты и каньоны). Воздействие ветра может быть прямым источником мезомасштабной изменчивости (Müller, Frankignoul, 1981). Ветровые условия приводят к увеличению скорости течений и интенсификации вихрей в сезонном цикле (например, *Altimetry and Earth Sciences...*, 2001). В Беринговом море усиление течений наблюдается в зимний период (Арсеньев, 1967). В это время года Берингово море находится под воздействием двух центров действия атмосферы – Алеутского минимума и Сибирского максимума атмосферного давления (например, Глебова и др., 2009). Усиление Алеутского минимума в зимний период сопровождается сильными северо-восточными ветрами над Берингоморем. Еще один сезонный механизм, который может приводить к усилению течений – зимнее охлаждение шельфовых вод в северной и западной частях моря, которые могут опускаться по материковому склону и каньонам до уровня, соответствующего своей плотности. За счет этого процесса увеличивается бароклинность склонового фронта (Verkhunov, Tkachenko, 1992; Miura et al., 1992). Со склоновым фронтом связаны Берингоморское склоновое и Камчатское течения, которые можно рассматривать как пограничные течения между холодными/распресненными водами области материкового склона и более теплыми/солеными водами глубоководной части моря.

Измерения течений показали, что Северное Алеутское склоновое и Берингоморское склоновое течения имеют значительную баротропную составляющую (Stabeno et al., 2009; Johnson et al., 2004). По результатам численного моделирования циркуляции вод в юго-западной части Берингова моря (район Камчатского течения) баротропная неустойчивость была главным источником энергии для усиления антициклонических вихрей (Li et al., 2016). Течения в зоне проливов Алеутской островной гряды рассматриваются как существенно баротропные. В проливах Ближний, Амурский и Булдырь наблюдается сложная структура течений, связанная с присутствием мезомасштабных вихрей (Ezer, 2013).

Результаты, полученные на основе анализа данных спутниковых альтиметрических наблюдений, существенно дополняют сведения о вихревой структуре течений Берингова моря и не противоречат существующим представлениям о механизмах генерации мезомасштабных вихрей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.Г. Циркуляция вод в северо-западной части Берингова моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 40–47.
- Арсеньев В.С. Течения и водные массы Берингова моря. М.: Наука, 1967. 135 с.
- Глебова С.Ю., Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д. Долгопериодные тенденции в ходе атмосферных процессов и термического режима дальневосточных морей за последний 30-летний период // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 285–298.
- Натаров В.Н. О водных массах и течениях Берингова моря // Тр. ВНИРО. Т. 1963. XLIII. С. 111–133.
- Рогачев К.А., Шлык Н.В. Роль алеутских вихрей в изменении характеристик халоклина Камчатского течения // Метеорология и гидрология. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–10.
- Сапожников В.В. Влияние мезомасштабных антициклонических вихрей на формирование гидрохимической структуры Берингова моря // Океанология. 1993. Т. 33. № 3. С. 347–353.
- Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.-L. Fu, A. Cazenave. Academic Press, 2001. V. 69. 463 p.
- Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V., Uleysky M.Y. Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // Ocean Dynamics. 2020. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01347-7>
- Aurell E., Boffetta G., Crisanti A., Paladin G., Vulpiani A. Predictability in the large: an extension of the concept of Lyapunov exponent // J. Phys. A. 1997. V. 30. P. 1–26. <https://doi.org/10.1088/0305-4470/30/1/003>
- Chelton D.B., de Szoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Swartz N. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. № 3. P. 433–460.
- Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Prog. Oceanogr. 2011. V. 91. P. 167–216.
- Chen S., Firing E. Currents in the Aleutian Basin and subarctic North Pacific near the dateline in summer 1993 // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C03001. <https://doi.org/10.1029/2005JC003064>
- Cokelet E.D., Schall M.L., Dougherty D.M. ADCP-referenced geostrophic circulation in the Bering Sea basin // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. № 7. P. 1113–1128.
- Cokelet E.D., Stabeno P.J. Mooring observations of the thermal structure, salinity, and currents in the SE Bering Sea basin // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 22947–22964.
- D'Asaro E.A. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 6685–6693.
- Ezer T., Oey L.-Y. On the dynamics of strait flows: an ocean model study of the Aleutian passages and the Bering Strait // Ocean Dynamics. 2013. V. 63. № 1–2. P. 243–263. <https://doi.org/10.1007/s10236-012-0589-6>
- Favorite F., Dodimead A.J., Nasu K. Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960–71. Int. N. Fish. Pac. Comm., Vancouver, B.C., Canada. 1976. Bull. 33. 187 p.
- Gill A., Green J., Simmons A. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies // Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr. 1974. V. 21. P. 499–528.
- Johnson G.C., Stabeno P.J., Riser, S.C. The Bering slope current system revisited // J. Phys. Oceanogr. 2004. V. 34. № 2. P. 384–398.
- Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // J. Atm. and Ocean. Techn. 2003. V. 20. № 5. P. 772–778.
- Kinder T.H., Coachman L.K., Galt J.A. The Bering Slope Current System // J. Phys. Oceanogr. 1975. V. 5. № 4. P. 231–244.
- Kinder T.H., Schumacher J.D., Hansen D.V. Observations of a baroclinic eddy: An example of mesoscale variability in the Bering Sea // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. № 8. P. 1228–1245.
- Ladd C., Stabeno P.J., O'Hern J.E. Observations of a Pribilof eddy // Deep-Sea Res. I. 2012. V. 66. P. 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.04.003>
- Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Heifetz E. Stirring of the northeast Atlantic spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data // J. Geophys. Res. 2016. V. 112. № 8. <https://doi.org/10.1029/2006JC003927>
- Li Y., Li X., Wang J., Peng S. Dynamical analysis of a satellite-observed anticyclonic eddy in the northern Gulf of Anadyr of the Bering Sea // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. № 5. P. 3517–3531.
- Lumpkin R., Johnson G.C. Global ocean surface velocities from drifters: Mean, variance, ENSO response, and seasonal cycle // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 6. P. 2992–3006.
- Miura T., Suga T., Hanava K. Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // J. Oceanogr. 2002. V. 58. № 6. P. 815–823.
- Mizobata K., Saitoh S.I., Shiomoto A., Miyamura T., Shiga N., Imai K., Toratani M., Kajiwara Y., Sasaoka K. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 // Prog. Oceanogr. 2002. V. 55. P. 65–75.
- Mizobata K., Wang J., Saitoh S.I. Eddy-induced cross-slope exchange maintaining summer high productivity of the Bering Sea shelf break // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C10017. <https://doi.org/10.1029/2005JC003335>
- Mizobata K., Saitoh S., Wang J. Interannual variability of summer biochemical enhancement in relation to mesoscale eddies at the shelf break in the vicinity of the Pribilof Islands, Bering Sea // Deep Sea Res. II. 2008. V. 55(16). P. 1717–1728.
- Müller P., Frankignoul C. Direct atmospheric forcing of geostrophic eddies // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. № 2. P. 287–308.
- Okkonen S.R., Schmidt G., Cokelet E., Stabeno P. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea, “Green Belt” // Deep-Sea Res. II. 2004. V. 51. № 10–11. P. 1033–1051.
- Paluszkievicz T., Niebauer H.J. Satellite observations of circulation in the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 3. P. 3663–3678.
- Panteleev G., Yaremchuk M., Stabeno P.J., Luchin V., Nechaev D.A., Kikuchi T. Dynamic topography of the Bering Sea // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C05017. <https://doi.org/10.1029/2010JC006354>
- Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M. Yu., Budyansky M.V. Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea // Deep-Sea Res. II.

2019. V. 169–170. 104560.

<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.03.005>

Royer T.C., Emery W.J. Circulation in the Bering Sea, 1982–83, based on satellite-tracked drifter observation // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. № 12. P. 1914–1920.

Schlax M.G., Chelton D.B. The “Growing Method” of eddy identification and tracking in two and three dimensions // College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, July 8, 2016. 8 p.

Schumacher J.D., Stabeno P.J. Ubiquitous eddies of the eastern Bering Sea and their coincidence with concentrations of larval Pollock // *Fisheries Oceanogr.* 1994. V. 3. P. 182–190.

Schumacher J.D., Stabeno P.J. The continental shelf of the Bering Sea // In: *The Sea: The Global Coastal Ocean Regional Studies and Synthesis* / Eds. A.R. Robinson, K.H. Brink. 1998. V. 11. P. 869–909.

Solomon H., Ahlnäs K. Eddies in the Kamchatka Current // *Deep-Sea Res.* 1978. V. 25. № 4. P. 403–410.

Stabeno P.J., Reed R.K. Circulation in the Bering Sea Basin observed by satellite-tracked drifters: 1986–1993 // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 4. P. 848–854.

Stabeno P.J., Reed R.K., Overland J.E. Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio // *J. Oceanogr.* 1994. V. 50. № 11. P. 653–662.

Stabeno P.J., Schumacher J.D., Ohtani K. The physical oceanography of the Bering Sea: A summary of physical, chemical, and biological characteristics, and a synopsis of research on the Bering Sea. In: *Dynamics of the Bering Sea: A Summary of Physical, Chemical, and Biological Characteristics, and a Synopsis of Research on the Bering Sea* // Eds. T.R. Loughlin, K. Ohtani. North Pacific Marine Science Organization (PICES). Fairbanks, Alaska: University of Alaska Sea Grant. 1999. P. 1–28.

Stabeno P.J., Ladd C., Reed R.K. Observations of the Aleutian North Slope Current, Bering Sea, 1996–2001 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C05015.

<https://doi.org/10.1029/2007JC004705>

Verkhunov A.V., Tkachenko Y.Y. Recent observations of variability in the western Bering Sea current system // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № 9. P. 14369–14376.

Williams S., Hecht M., Petersen M., Strelitz R., Maltrud M., Ahrens J., Hlawitschka M., Hamann B. Visualization and analysis of eddies in a global ocean simulation // *Comput. Graphics Forum.* 2011. V. 30. P. 991–1000.

<https://doi.org/10.1111/j.1467-8659.2011.01948.x>

Mesoscale Eddies in the Bering Sea from Satellite Altimetry Data

I. A. Zhabin¹, E. V. Dmitrieva¹, and S. N. Taranova¹

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

The mesoscale eddy dynamics in the Bering Sea were investigated using the method of automated eddy identification based on the altimetry-derived sea level anomaly fields (SLA method, AVISO+). For this purpose on the basis of the global dataset “Mesoscale eddy trajectory atlas product” a regional database for the Bering Sea (1993–2018) has been constructed to assess eddies polarity (cyclonic/anticyclonic), distribution, radius, intensity, nonlinearity, velocity, trajectory of movement and areas of their formation and decay. The results highlight the significant role played by mesoscale eddies in the Bering Sea. About 592 eddies with a minimum lifetime of 90 days were identified (anticyclones (361) and cyclones (231)). Anticyclonic and cyclonic eddies in the Bering Sea had an average radius of 53.2 and 63.5 km, the average orbital velocity of geostrophic of currents in the outer closed loop of eddies was 14.0 and 10.8 cm/s, respectively. The average speed of anticyclones and cyclones along the trajectory was 5.1 and 6.2 cm/s. Most of the mesoscale eddies were related with the currents of the Bering Sea. This shows that eddies are mainly formed due to baroclinic/barotropic instability of the Bering Sea slope and Kamchatka currents. The eddy formation in the North Aleutian slope current should be influenced by water exchange through the straits of the Aleutian ridge. The maximum number of “new” anticyclonic eddies occurs in April–July. Most of the cyclonic eddies are formed in the cold half of the year (January–March). Seasonal variability of the Bering Sea circulation affects the intensity of eddy formation.

Keywords: mesoscale eddies, oceanic currents, Bering Sea, satellite altimetry, sea level anomaly, Lyapunov exponents

REFERENCES

Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications / L.-L. Fu, A. Cazenave. Academic Press, 2001. V. 69. 463 p.

Andreev A.G. Cirkulyaciya vod v severo-zapadnoy chasti Beringova morya po sputnikovym dannym [Water circulation in the north-western Bering sea studied by satellite data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa.* 2019. № 4. P. 40–47 (In Russian).

Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V. Uleysky M.Y. Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // *Ocean Dynamics.* 2020. DOI: 10.1007/s10236-020-01347-7

Arsen'ev V.S. Teheniya i vodnye massy Beringova moray [Currents and water masses of the Bering Sea]. M.: Nauka, 1967. 135 p. (In Russian).

Aurell E., Boffetta G., Crisanti A., Paladin G., Vulpiani A. Predictability in the large: an extension of the concept of

- Lyapunov exponent // *J. Phys. A*. 1997. V. 30. P. 1–26. DOI: 10.1088/0305-4470/30/1/003
- Chelton D.B., de Szoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Siwertz N. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. № 3. P. 433–460.
- Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // *Prog. Oceanogr.* 2011. V. 91. P. 167–216.
- Chen S., Firing E. Currents in the Aleutian Basin and subarctic North Pacific near the dateline in summer 1993 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C03001. DOI: 10.1029/2005JC003064
- Cokelet E.D., Schall M.L., Dougherty D.M. ADCP-referenced geostrophic circulation in the Bering Sea basin // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. V. 26. № 7. P. 1113–1128.
- Cokelet E.D., Stabeno P.J. Mooring observations of the thermal structure, salinity, and currents in the SE Bering Sea basin // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 22947–22964.
- D'Asaro E.A. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 6685–6693.
- Ezer T., Oey L.-Y. On the dynamics of strait flows: an ocean model study of the Aleutian passages and the Bering Strait // *Ocean Dynamics*. 2013. V. 63. № 1–2. P. 243–263. DOI: 10.1007/s10236-012-0589-6
- Favorite F., Dodimead A.J., Nasu K. Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960–71. *Int. N. Fish. Pac. Comm.*, Vancouver, B.C., Canada. 1976. Bull. 33. 187 p.
- Gill A., Green J., Simmons A. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies // *Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 1974. V. 21. P. 499–528.
- Glebova S.Ju., Ustinova E.I., Sorokin Yu.D. Dolgoperiodnye tendencii v hode atmosferynykh processov i termicheskogo rezhima dal'nevostochnykh morey za posledniy 30-letniy period [Long-term tendencies of atmospheric processes and thermal regime in the Far-Eastern Seas in the last three decades] // *Izvestia TINRO*. 2009. T. 159. P. 285–298 (In Russian).
- Johnson G.C., Stabeno P.J., Riser S.C. The Bering slope current system revisited // *J. Phys. Oceanogr.* 2004. V. 34. № 2. P. 384–398.
- Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // *J. Atm. and Ocean. Techn.* 2003. V. 20. № 5. P. 772–778.
- Kinder T.H., Coachman L.K., Galt J.A. The Bering Slope Current System // *J. Phys. Oceanogr.* 1975. V. 5. № 4. P. 231–244.
- Kinder T.H., Schumacher J.D., Hansen D.V. Observations of a baroclinic eddy: An example of mesoscale variability in the Bering Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10. № 8. P. 1228–1245.
- Ladd C., Stabeno P.J., O'Hern J.E. Observations of a Pribilof eddy // *Deep-Sea Res. I*. 2012. V. 66. P. 67–76. DOI: 10.1016/j.dsr.2012.04.003
- Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Heifetz E. Stirring of the northeast Atlantic spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 112. № 8. DOI: 10.1029/2006JC003927
- Li Y., Li X., Wang J., Peng S. Dynamical analysis of a satellite-observed anticyclonic eddy in the northern Gulf of Anadyr of the Bering Sea. // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. № 5. P. 3517–3531.
- Lumpkin R., Johnson G.C. Global ocean surface velocities from drifters: Mean, variance, ENSO response, and seasonal cycle // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. № 6. P. 2992–3006.
- Miura T., Suga T., Hanava K. Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. № 6. P. 815–823.
- Mizobata K., Saitoh S.I., Shiomoto A., Miyamura T., Shiga N., Imai K., Toratani M., Kajiwara Y., Sasaoka K. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 // *Prog. Oceanogr.* 2002. V. 55. P. 65–75.
- Mizobata K., Wang J., Saitoh S.I. Eddy-induced cross-slope exchange maintaining summer high productivity of the Bering Sea shelf break // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C10017. DOI: 10.1029/2005JC003335
- Mizobata K., Saitoh S., Wang J. Interannual variability of summer biochemical enhancement in relation to mesoscale eddies at the shelf break in the vicinity of the Pribilof Islands, Bering Sea // *Deep Sea Res. II*. 2008. V. 55(16). P. 1717–1728.
- Müller P., Frankignoul C. Direct atmospheric forcing of geostrophic eddies // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11. № 2. P. 287–308.
- Natarov V.N. O vodnykh massah i techeniyah Beringova morya [About water masses and currents of the Bering Sea] // *Tr. VNIRO*. T. 1963. XLIII. P. 111–133 (In Russian).
- Okkonen S.R., Schmidt G., Cokelet E., Stabeno P. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea, “Green Belt” // *Deep-Sea Res. II*. 2004. V. 51. № 10–11. P. 1033–1051.
- Paluszkiwicz T., Niebauer H.J. Satellite observations of circulation in the Eastern Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № 3. P. 3663–3678.
- Panteleev G., Yaremchuk M., J. Stabeno P.J., Luchin V., Nechaev, D.A., Kikuchi T. Dynamic topography of the Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № C05017. DOI: 10.1029/2010JC006354
- Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M. Yu., Budyansky M.V. Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2019. V. 169–170. 104560. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.03.005>.
- Rogachev K.A., Shlyk N.V. Rol' aleutskikh vihrey v izmeneni harakteristik haloklina Kamchatskogo techeniya [Contribution of the Aleutian eddies to the Kamchatka Current warming] // *Meteorologia i gidrologia*. 2018. T. 58. № 1. P. 5–10 (In Russian).
- Royer T.C., Emery W.J. Circulation in the Bering Sea, 1982–83, based on satellite-tracked drifter observation // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. № 12. P. 1914–1920.
- Saitoh S., Mizobata K., Wang J., I. Eddy-induced cross-slope exchange maintaining summer high productivity of the Bering Sea shelf break // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C10017. DOI: 10.1029/2005JC003335
- Sapozhnikov V.V. Vliyaniye mezomasshtabnykh anticiklonicheskikh vihrey na formirovaniye gidrohimicheskoy struktury Beringova morya [Influence of mesoscale anticyclonic eddies on the formation of the hydrochemical structure of the Bering Sea] // *Okeanologia*. 1993. T. 33. №3. P. 347–353 (In Russian).

- Schlax M.G., Chelton D.B.* The “Growing Method” of eddy identification and tracking in two and three dimensions // College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, July 8, 2016. 8 p.
- Schumacher J.D., Stabeno P.J.* Ubiquitous eddies of the eastern Bering Sea and their coincidence with concentrations of larval Pollock // *Fisheries Oceanogr.* 1994. V. 3. P. 182–190.
- Schumacher J.D., Stabeno P.J.* The continental shelf of the Bering Sea // In: *The Sea: The Global Coastal Ocean Regional Studies and Synthesis* / Eds. A.R. Robinson, K.H. Brink. 1998. V. 11. P. 869–909.
- Solomon H., Ahlñäs K.* Eddies in the Kamchatka Current // *Deep-Sea Res.* 1978. V. 25. № 4. P. 403–410.
- Stabeno P.J., Reed R.K.* Circulation in the Bering Sea Basin observed by satellite-tracked drifters: 1986–1993 // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 4. P. 848–854.
- Stabeno P.J., Reed R.K., Overland J.E.* Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio // *J. Oceanogr.* 1994. V. 50. № 11. P. 653–662.
- Stabeno P.J., Schumacher J.D., Ohtani K.* The physical oceanography of the Bering Sea: A summary of physical, chemical, and biological characteristics, and a synopsis of research on the Bering Sea. In: *Dynamics of the Bering Sea: A Summary of Physical, Chemical, and Biological Characteristics, and a Synopsis of Research on the Bering Sea* // Eds. T.R. Loughlin, K. Ohtani. North Pacific Marine Science Organization (PICES). Fairbanks, Alaska: University of Alaska Sea Grant. 1999. P. 1–28.
- Stabeno P.J., Ladd C., Reed R.K.* Observations of the Aleutian North Slope Current, Bering Sea, 1996–2001 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C05015. DOI: 10.1029/2007JC004705
- Verkhunov A.V., Tkachenko Y.Y.* Recent observations of variability in the western Bering Sea current system // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № 9. P. 14369–14376.
- Williams S., Hecht M., Petersen M., Strelitz R., Maltrud M., Ahrens J., Hlawitschka M., Hamann B.* Visualization and analysis of eddies in a global ocean simulation // *Comput. Graphics Forum.* 2011. V. 30. P. 991–1000. DOI: 10.1111/j.1467-8659.2011.01948.x