

УДК 551.468:519.237

ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ВИХРЕВОЙ КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

© 2014 г. О. О. Трусенкова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток
e-mail: trolia@poi.dvo.ru, otrusenkova@mail.ru

Поступила в редакцию 25.01.2012 г., после доработки 20.11.2012 г.

Изменчивость синоптической энергетики Японского моря, оцененной как вихревая кинетическая энергия по еженедельным альтиметрическим аномалиям уровня за 1992–2009 гг., исследована методами многомерного статистического анализа. Выявлены взаимосвязанные (неортогональные) моды, учитывающие более 60% общей дисперсии и характеризующие сезонную изменчивость синоптической энергетики Японского моря, интенсифицирующейся в течение теплого периода года, достигающей максимума в октябре–ноябре и ослабляющейся в холодный период, с минимумом в марте–апреле. В субарктической части моря (к северу от субарктического фронта), где средняя величина вихревой кинетической энергии в несколько раз ниже, чем в субтропической части, зарегистрированы районы со значительной изменчивостью. Обнаружены квазидвухлетние колебания вихревой кинетической энергии. Значимые линейные тренды в рассматриваемый период наблюдений не обнаружены.

DOI: 10.7868/S0030157414010110

1. ВВЕДЕНИЕ

Высокоточные измерения уровня Мирового океана с помощью радарных альтиметров, установленных на искусственных спутниках Земли, проводятся в течение уже почти 20 лет (с октября 1992 г.). Эти регулярные данные широко применяются для исследования динамических процессов в океане, в том числе синоптического масштаба. В частности, была оценена синоптическая энергетика на основе глобальных полей т.н. вихревой кинетической энергии (ВКЭ; в международной литературе – eddy kinetic energy) [24]. Было показано, что объединение данных двух или более спутников существенно улучшает эти оценки [14]. Анализ пространственно-временной изменчивости ВКЭ указывает на то, что ее основными источниками являются гидродинамическая неустойчивость крупномасштабных течений и взаимодействие потока с неоднородностями рельефа дна, тогда как однозначных взаимосвязей с завихренностью ветра обнаружено не было [24]. Была выявлена существенная анизотропия ВКЭ, с преобладанием зональной или меридиональной составляющей в различных районах Мирового океана [14, 17]. Генерация ВКЭ в районе Гольфстрима связана с бароклинной неустойчивостью, определяемой горизонтальными градиентами плотности, а наблюдаемый годовой ход, с максимумом в конце лета, объяснен существенным снижением диссипации после развития сезонного пикноклина [26]. В субарктике ВКЭ максимальна

в конце зимы в период интенсификации крупномасштабных течений, что свидетельствует о значительном вкладе сдвиговой неустойчивости [26].

Как показал анализ многолетних инфракрасных (ИК) спутниковых изображений поверхности Японского моря [5, 6], синоптическая динамика здесь весьма интенсивна, в том числе в районе к северу от субарктического фронта, ясно видного в поле среднего модельного уровня на рис. 1а (по работе [23]). Квазистационарные или перемещающиеся аномалии уровня были зарегистрированы в районах повышенной дисперсии, в основном в субтропической части моря [18]. Эти аномалии перемещались в разных направлениях в разных районах моря, что объяснялось планетарным и топографическим бета-эффектом и перемещением вихрей со струями течений [18]. Синоптические вихри Японского моря относительно невелики из-за тонкого, в сравнении с океанским, пикноклина и малого бароклинного радиуса Россби даже в субтропической части моря (300–400 м и 20–25 км соответственно).

По альтиметрическим данным идентифицировались крупные вихри южной части моря. В частности, была исследована изменчивость Восточно-Корейского течения в юго-западной (ЮЗ) части моря [13] и показано, что антициклонические и циклонические вихри концентрируются в зонах отрицательной и положительной относительной завихренности, связанной с меандрами течения [16]. Что касается ВКЭ, то до сих

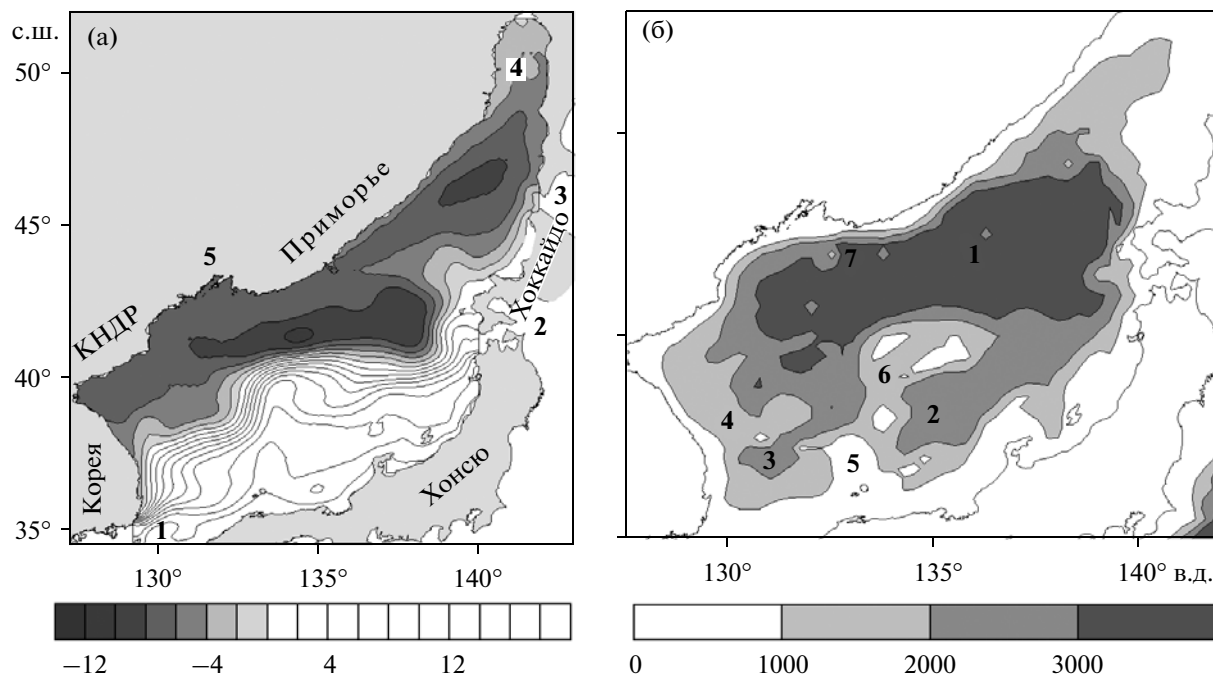


Рис. 1. Средний уровень (см), рассчитанный с помощью гидродинамической модели (а). Цифрами обозначены проливы Корейский (1), Сангарский (2), Лаперуза (3) и Татарский (4), залив Петра Великого (5). Рельеф дна (м) Японского моря (б). Цифрами обозначены котловины Японская (1), Хонсю (2) и Цусимская (3), Корейское плато (4), банка Оки (5), поднятие Ямато (6) и подводная гора Сибирь (7).

пор анализировалась только ее средняя величина в Японском море и было показано, что в субтропическом районе она существенно выше, чем в субарктическом. Средний годовой ход, характеризующий максимумом в октябре–ноябре и минимумом в марте–апреле, подобен сезонной изменчивости в субтропиках Мирового океана, что мотивировало попытку объяснить генерацию ВКЭ в Японском море за счет бароклинной неустойчивости [21].

Результаты предыдущих исследований не отражают интенсивную синоптическую динамику субарктической части моря [5, 6]. Японское море характеризуется сложным рельефом дна (рис. 1б) и крутыми склонами, с горизонтальными градиентами глубины (уклонами дна) до 0.1 и выше, поэтому можно ожидать заметного влияния батиметрии на генерацию ВКЭ. Представляется актуальным статистический анализ полей ВКЭ в Японском море для выявления закономерностей ее изменчивости.

Многомерный статистический анализ альтиметрических аномалий уровня Японского моря показал наличие взаимосвязанных (неортогональных) мод изменчивости [9]. Синхронные колебания уровня во всем море и изменения его меридионального градиента, определяющего интенсивность крупномасштабной циркуляции, характеризуются одинаковым годовым ходом, с наивысшим стоянием уровня и обострением гра-

диента в октябре и противоположной фазой в марте [9]. Годовой ход интенсивности циркуляции подтверждается численными экспериментами с гидродинамическими моделями и объясняется термическим воздействием двух контрастных процессов: увеличения поступления теплых вод через Корейский пролив и быстрого осеннего охлаждения субарктических вод [23, 25]. В среднем, расход воды в Корейском проливе возрастает от зимы к осени, достигая максимальных значений в октябре, и быстро уменьшается от осени к зиме, достигая минимума в феврале [7]. Вследствие соответствия сезонной изменчивости интенсивности крупномасштабной циркуляции и ВКЭ, необходимо разделить крупномасштабные и синоптические процессы Японского моря. Можно также ожидать существования взаимосвязанных мод ВКЭ, как это имеет место для мод уровня моря.

Часто применяемое при многомерном анализе пространственно-временных полей разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) не позволяет выявить неортогональные моды, даже если они свойственны внутренней структуре данных. Для преодоления этой сложности разработаны различные методы, например, косоугольное вращение ЭОФ [2] или многомерная классификация. В работе предлагается простой способ, основанный на последовательных разложениях на ЭОФ по выборкам, получаемым одна из дру-

гой удалением вклада ведущей моды перед каждым последующим шагом. Предварительная нормировка выборок на среднеквадратическое отклонение (СКО) позволяет получать новые моды в последовательных разложениях. С помощью этого приема были оценены взаимосвязанные моды уровня Японского моря [9] и проведен анализ аномалий температуры его поверхности [10]. В данной работе анализируются поля ВКЭ, основанные на объединенных данных спутников, находившихся на сопоставимых орбитах в течение всего периода наблюдений.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для анализа используются еженедельные поля аномалий уровня Японского моря, полученные путем оптимальной интерполяции данных двух систем спутников (т.н. reference data) – TOPEX/Poseidon (с июня 2002 г. на той же орбите – Jason 1, 2) и ERS 1, 2 (с августа 2003 г. на той же орбите – Envisat). Во вдольтрековые данные внесены все необходимые поправки по принятым методикам и глобальным моделям, проведена кросс-калибровка измерений разных спутников [4]. Аномалии были рассчитаны путем вычитания среднего уровня, включающего геод и среднюю динамическую топографию за 1993–1999 гг., и интерполированы в регулярную сетку. Сеточные поля в районе (35.5° – 48° с.ш., 127.5° – 142° в.д.) с пространственным разрешением $1/4^\circ$ в период с октября 1992 г. по октябрь 2009 г. выбраны из глобального массива, свободно доступного в Интернете в рамках программы AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). Ошибки применяемых поправок увеличиваются в шельфовых и прибрежных зонах, поэтому северная мелководная часть Татарского пролива исключена, аномалии уровня рассматриваются не ближе, чем в 50 км от берега, а ВКЭ – не ближе, чем в 60 км.

Величина ВКЭ в приповерхностном слое рассчитана как $E = (u'^2 + v'^2)/2$, как это принято для альтиметрических приложений. Здесь в качестве пульсаций геострофической зональной и меридиональной скорости течения принимаются их отклонения от средних по времени: $u' = -(g/f)\partial\xi/\partial u$ и $v' = (g/f)\partial\xi/\partial x$ соответственно, где g – ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса, ξ – аномалия уровня моря, x и u – координаты вдоль круга широты и долготы соответственно [14, 24, 26]. Анализируются также поля зональной $E_Z = u'^2/2$ и меридиональной $E_M = v'^2/2$ составляющих ВКЭ.

При расчете u' и v' были отнесены к центрам квадратов, в углах которых заданы аномалии уровня моря. Зашумление данных вследствие дифференцирования потребовало сглаживания, которое выполнялось путем низкочастотной фильтрации на основе вейвлет-преобразования с

использованием материнского вейвлета Морле 6-го порядка [22]. Были опробованы периоды отсечения 9, 13 и 20 недель, в результате чего получены одинаковые моды изменчивости, т.е. во всех случаях отфильтровывался шум. Поскольку спектр собственных чисел улучшается при увеличении периода отсечения, обсуждаются моды, полученные по выборкам, профильтрованным с периодом отсечения 20 недель.

При разложении на ЭОФ поля ВКЭ представляются в виде $E(x, y, t) = \sum A_k(x, y)B_k(t)$, где x, y – пространственные координаты, t – время, A_k и B_k – пространственные и временные функции соответственно, $k = 1, 2, \dots, M$, M – число пространственных узлов поля, а члены ряда упорядочены по убыванию их вклада в общую дисперсию. Это разложение основано на собственных числах и векторах матрицы пространственных корреляций, что соответствует предварительной нормировке на локальное СКО. Остаточная выборка E' определяется как $E' = E - A_1B_1$. Эту выборку, в свою очередь, можно представить как $E' = \sum A'_k B'_k$, где A'_k и B'_k – новые пространственные и временные функции соответственно. Поскольку дисперсия новой выборки ниже, чем исходной, нормировка приводит к тому, что, вообще говоря, $A'_k \neq A_{k+1}$, $B'_k \neq B_{k+1}$.

Процесс можно продолжать, генерируя оставшиеся выборки одну из другой удалением старших мод предыдущих разложений, до тех пор, пока новые моды не перестанут появляться. Критериями отбора мод являются статистическая значимость собственных чисел и наличие последующих “перегибов” в их спектре. Тестирование методом Монте-Карло подтверждает неслучайный характер собственных чисел, а их различимость подтверждается оценкой ошибок [20]. Ошибки собственных чисел оцениваются как $\Delta\lambda = \lambda(2/N^*)^{1/2}$ [20], где λ – собственное число, $N^* = N(1 - \rho)/(1 + \rho) = 380$ – число степеней свободы, $N = 888$ – длина ряда, $\rho = 0.4$ – средняя абсолютная величина коэффициента автокорреляции.

Для устранения возможного влияния годового хода интенсивности крупномасштабной циркуляции Японского моря перед вычислением ВКЭ из аномалий уровня удаляется вклад двух старших мод, которые были выявлены в работе [9]. Первая, синхронная мода уровня моря (ξ_1), учитывающая 70% дисперсии, слабо изменяется по акватории моря (рис. 2а) и не вносит заметного вклада в градиенты и скорость течения. Мода меридионального градиента (ξ_2) определяет сезонную изменчивость интенсивности крупномасштабной циркуляции (рис. 2б), вклад которой нужно отделить от энергетики синоптических движений. Эти моды характеризуются одинаковой времен-

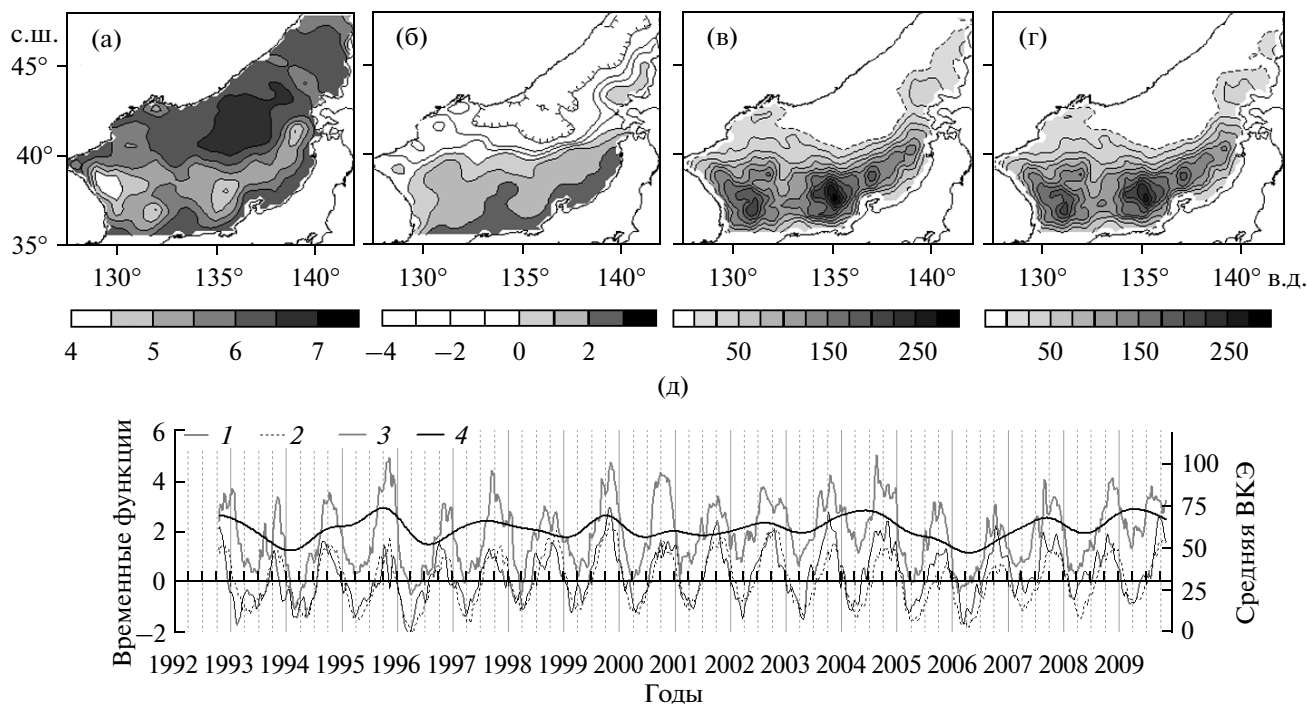


Рис. 2. Пространственные (а, б; см) и временные (д) функции синхронной моды (а; д, кривая 1) и моды меридионального градиента (б; д, кривая 2) уровня Японского моря. Здесь и далее временные функции нормированы на среднеквадратические отклонения (СКО), а пространственные умножены на СКО временных; дополнительные изолинии показаны пунктиром. Поля средней величины ВКЭ (в; $\text{см}^2/\text{с}^2$) и ее СКО (г; $\text{см}^2/\text{с}^2$). Временные ряды средних величин исходной (д, кривая 3) и межгодовой (д, кривая 4) ВКЭ. Временные функции отнесены к левой оси ординат, средняя величина ВКЭ — к правой.

ной изменчивостью (рис. 2д; коэффициент корреляции между временными функциями составляет 0.85 [9]), поэтому устраняются обе. Средняя величина ВКЭ и основные моды ее изменчивости, оцененные по исходным и остаточным аномалиям уровня, практически идентичны: коэффициенты корреляции между соответствующими временными рядами превышают 0.98, различия собственных чисел не превышают их ошибок, пространственные распределения соответствуют друг другу. Это соответствие подтверждает известный факт, что максимум кинетической энергии океана приходится на синоптический масштаб [11].

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В субарктической части Японского моря средняя величина ВКЭ немного превышает $10 \text{ см}^2/\text{с}^2$, что на порядок ниже, чем в субтропических районах (рис. 2в). Средняя величина ВКЭ превышает $200 \text{ см}^2/\text{с}^2$ над Цусимской котловиной и Корейским плато в ЮЗ части моря и $250 \text{ см}^2/\text{с}^2$ над котловиной Хонсю в юго-восточной части моря, в соответствии с предыдущими оценками [21]. Оценка ВКЭ по альтиметрическим данным оказывается существенно заниженной в сравнении с оценкой, основанной на данных приповерхност-

ных буев ARGOS, которые дают средние значения в 100 и $400 \text{ см}^2/\text{с}^2$ в субарктической и субтропической частях моря соответственно [15]. Расхождение оценок для Мирового океана составляет 10–20% в субтропиках и достигает 60% в субарктике; последнее объясняется меньшим размером структур и недостаточным пространственным разрешением альтиметрических данных [24]. Значительные различия в Японском море, видимо, имеют и другие причины. Пространственное распределение дисперсии (СКО; рис. 2г) подобно среднему полю (рис. 2в), а также локальному СКО уровня Японского моря [18, 9], в том числе и при оценке по полям уровня с удаленной сезонной изменчивостью [13].

Средний годовой ход характеризуется увеличением ВКЭ в течение теплого периода года, с максимумом в октябре–ноябре, и уменьшением в холодный период года, с минимумом в марте–апреле (рис. 2д), в соответствии с предыдущими оценками [21]. Такая же сезонная изменчивость характерна для старших мод уровня (ξ_1 и ξ_2): коэффициенты корреляции с их временными функциями составляют 0.80 и 0.83 соответственно. По данным за 1992–2007 гг. был оценен положительный линейный тренд среднего временного ряда, составляющий $0.9 \text{ см}^2/\text{с}^2/\text{г}$ [21], который по на-

Таблица 1. Статистически значимые моды полей ВКЭ

Выборка	Обозначение выборки	Номер моды	Название моды	Собственное число (% дисперсии)
Исходная	E	1	Мода неустойчивости	15.44 ± 1.15
Остаточная (1)	E'	1	Поправка к моде неустойчивости	34.34 ± 2.56
Остаточная (2)	E''	1	Приморская мода	19.79 ± 1.48
Остаточная (3)	E'''	1	Поправка к приморской моде	18.82 ± 1.40
Зональная/меридиональная	E_Z/E_M	1	Мода неустойчивости	$10.77 \pm 0.80 /$ 10.68 ± 0.80

шей оценке уменьшается до $0.77 \text{ см}^2/\text{с}^2/\text{г}$ при удлинении периода наблюдений до 2009 г. Однако после удаления сезонной изменчивости низкочастотной фильтрацией становится очевидным, что эти тренды являются проявлением долгопериодных колебаний (рис. 2д).

Структура полей ВКЭ характеризуется наличием нескольких взаимосвязанных мод со сходной временной изменчивостью. Для их выявления оказалось необходимым выполнить четыре последовательных разложения по выборкам, по-

лучаемым одна из другой удалением вклада ведущей моды перед последующим шагом (выборки E, E', E'', E''' ; табл. 1). Доля дисперсии, учитываемая вторыми модами этих разложений, не превышает 6% и быстро падает с ростом номера моды. Обсуждаются только первые моды выполненных разложений, собственные числа которых не случайны и различимы в смысле ошибок (табл. 1).

Временная функция старшей моды, рассчитанной по выборке E (рис. 3д), характеризуется годовым ходом, подобным среднему, т.е. и годо-

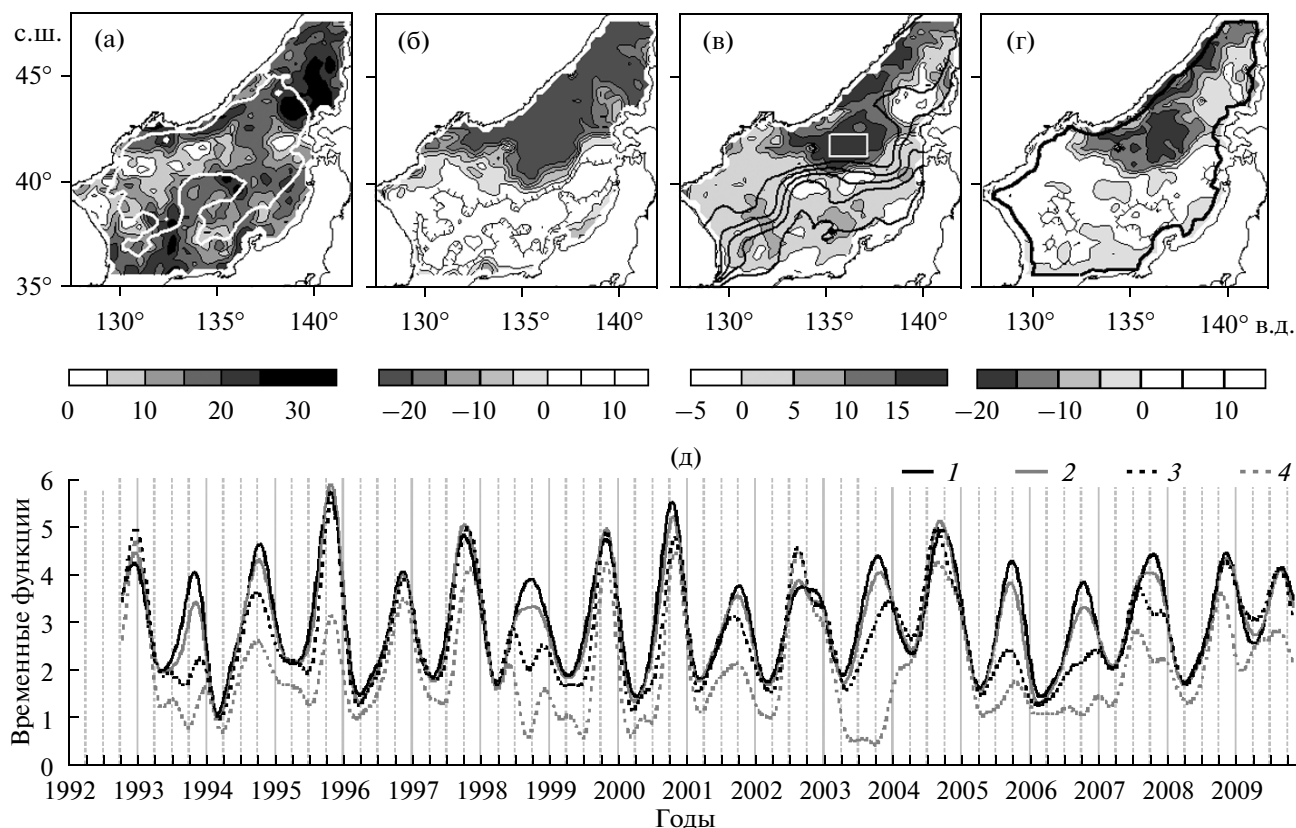


Рис. 3. Пространственные функции ($\text{см}^2/\text{с}^2$) старших мод ВКЭ, полученных по выборкам E (а), E' (б), E'' (в), E''' (г). Белой линией показана изобата 2000 м (а), черными линиями показаны средний модельный уровень моря (через 5 см; в) и 60-км прибрежная зона (г). Прямоугольником выделен район осреднения суммарного вклада приморской моды и ее поправки (в). Временные функции (д) мод E (1), E' (2), E'' (3), E''' (4).

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между характеристиками сезонной изменчивости ВКЭ и уровня в Японском море. 99%-му уровню статистической значимости для 380 степеней свободы соответствует коэффициент 0.11. Обозначения выборок ВКЭ – согласно табл. 1. Синхронная мода уровня обозначена как ξ_1 , мода меридионального градиента уровня – как ξ_2 . Временной ряд средней ВКЭ обозначен как Av_R

Временные функции старшей моды, полученной по выборкам	E	E'	E''	E'''
E'	0.98	1.00	0.92	0.73
E''	0.84	0.92	1.00	0.90
E'''	0.66	0.73	0.90	1.00
E_Z	0.93	0.90	0.73	0.48
E_M	0.96	0.93	0.78	0.61
ξ_1	0.78	0.74	0.60	0.44
ξ_2	0.85	0.82	0.70	0.55
Временной ряд Av_R	0.92	0.90	0.80	0.60

вому ходу старших мод уровня ξ_1 и ξ_2 (рис. 2д; коэффициенты корреляции приведены в табл. 2). Максимум в октябре–ноябре соответствует сезонному максимуму расхода воды в Корейском проливе [7] и наибольшей интенсивности крупномасштабной циркуляции вод Японского моря в целом. Кроме того, как было установлено по данным реанализа [10] и спутниковым полям ветра [8], в октябре–ноябре над морем преобладает антициклонический вихрь ветра, что способствует формированию морских вихрей.

Пространственная функция этой моды наиболее велика в северо-восточной (СВ) части моря в районе к западу от о. Хоккайдо (рис. 3а), где от потока Цусимского течения, следующего вдоль Японских островов, отделяется западная ветвь (рис. 1а). Пространственная функция увеличивается в зоне Приморского течения над континентальным склоном между 42° и 44° с.ш. (частично попадая в прибрежную 60-км зону), где также повышена средняя величина ВКЭ, оцененная по данным буев ARGOS [15]. Максимум в ядре Восточно-Корейского течения между 36° и 37° с.ш. (к западу от 130° в.д.) попадает в прибрежную 60-км зону, что препятствует его надежной интерпретации, но значения увеличены и вдоль продолжения течения после его отрыва от берега (между 37.5° и 39° с.ш.; рис. 3а). Зона повышенных значений, пересекающая поднятие Ямато, соответствует пути перемещения приповерхностных буев ARGOS [15]. Генерация ВКЭ в Японском море связывалась с бароклинной неустойчивостью течений [21], как и для Гольфстрима [26], однако одинаковый годовой ход крупномасштабной циркуляции и ВКЭ говорит о существенном вкладе сдвиговой неустойчивости.

Зоны повышенных значений привязаны к неоднородностям рельефа дна – банке Оки, западному и СВ склонам поднятия Ямато, широкой шельфовой зоне и склону к западу от о. Хоккайдо,

СВ склону Японской котловины и склону у берега северного Приморья (рис. 1б, 3а). Значения в районе залива Петра Великого (130.5° – 133° в.д., 41.5° – 42.5° с.ш.) наиболее велики над подводной г. Сибирь (132.5° в.д., 42° с.ш.). Со второй половины лета до конца осени на ИК изображениях этого района наблюдаются синоптические вихри, а осенью в восточной части района – прибрежный апвеллинг под воздействием ветров с западной составляющей [3, 5]. Взаимодействующие вихри и апвеллинг над подводной горой порождают локальный максимум ВКЭ. Из-за отсутствия данных в прибрежной зоне не воспроизводятся склоновые вихри в районе к северу от 43° с.ш. между Приморским течением и берегом, регистрируемые на ИК изображениях [3, 5], и изменчивость Цусимского течения вдоль берега о. Хонсю.

В фильтрованных полях ВКЭ сохраняется изменчивость с периодами больше 2–4 месяцев, что превышает время жизни значительной части синоптических структур, особенно в субарктической части моря [3, 5, 6], т.е. рассматриваемые пространственные максимумы соответствуют районам высокой повторяемости.

Временные ряды осредненных по пространству зональной и меридиональной составляющих ВКЭ характеризуются таким же годовым ходом, как и полная величина ВКЭ: коэффициенты корреляции составляют 0.90 и 0.93 соответственно. Отношение средних величин зональной и меридиональной составляющих ВКЭ изменяется во времени случайным образом (рис. 4г), его среднее значение равно 0.92, а СКО равно 0.22. Пространственная асимметрия связана с батиметрическими и динамическими структурами: отношение средних (по времени) зональной и меридиональной составляющих ВКЭ превышает 2.5 над склоном южного Приморья в зоне Приморского течения (к западу от 135° в.д.) и достигает 1.5 и выше в зоне субарктического фронта на 39° – 41° с.ш.

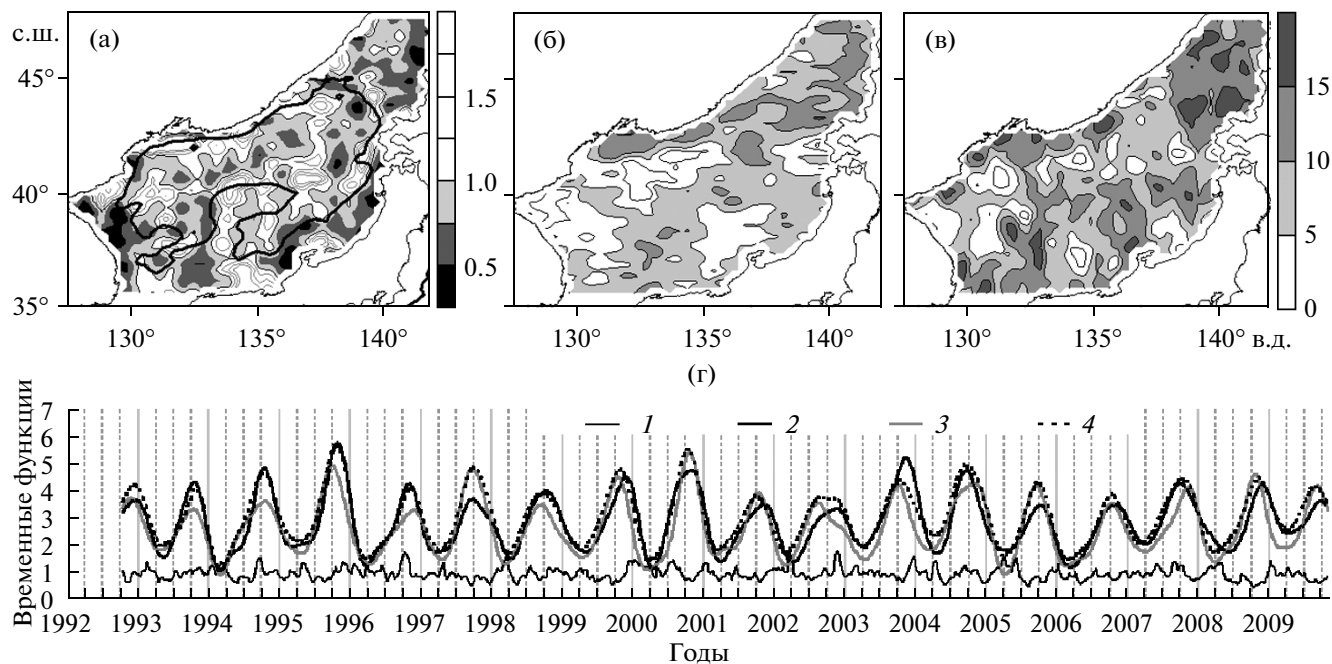


Рис. 4. Поле (а) и временной ряд (г; кривая 1) отношения средних величин зональной и меридиональной составляющих ВКЭ. Показана изобата 2000 м (а). Пространственные (б, в; cm^2/c^2) и временные (г, кривые 2, 3) функции старших мод, полученных по выборкам E_Z (а; г, кривая 2), E_M (б; г, кривая 3). Для сравнения показана временная функция старшей моды по выборке E (г, кривая 4).

(рис. 4а). Обратное соотношение наблюдается в зоне западных пограничных течений у корейского побережья, вдоль западного склона поднятия Ямато и вдоль берега о. Хоккайдо в зоне северной ветви Цусимского течения. Старшие моды зональной и меридиональной составляющих ВКЭ (выборки E_Z и E_M соответственно; табл. 1) характеризуются такой же временной изменчивостью (рис. 4г), как и мода, основанная на полной величине ВКЭ (выборка E ; рис. 4г, табл. 2). Их пространственные максимумы привязаны к батиметрическим и динамическим структурам, подобно отношению средних величин (рис. 4а–4в).

Таким образом, пространственно-временное распределение ведущей моды полей ВКЭ в Японском море указывает на то, что ее генерация обусловлена гидродинамической неустойчивостью, с существенным вкладом сдвиговой неустойчивости, в том числе при воздействии на течения неоднородностей рельефа дна. Поэтому старшую моду, полученную по выборкам E , E_Z , E_M , можно назвать модой неустойчивости (табл. 1). Зоны генерации ВКЭ привязаны к зонам течений и батиметрическим структурам во всем море, а не ограничиваются районами ее значительной дисперсии (рис. 2г) или дисперсии уровня. Это объясняется предварительной нормировкой выборок, в результате чего выделяются аномалии относительно локального фона. Зоны значительной энергии над банкой Оки и поднятием

Ямато, в Приморском течении и в районе бифуркации Цусимского течения к западу от о. Хоккайдо не проявлялись в предыдущих исследованиях синоптической динамики, ориентированных на районы высокой дисперсии [13, 18].

Следующая мода, полученная по выборке E' (после удаления вклада моды неустойчивости; табл. 1), представляет собой поправку, необходимую для схождения к исходным полям ВКЭ. Временная функция этой моды практически совпадает с временной функцией моды неустойчивости (рис. 3д, табл. 2), а пространственная функция значительна (по абсолютной величине) в субарктической части моря (рис. 3б). При этом отрицательное субарктическое ядро этой моды весьма однородно — значения в его пределах изменяются не более чем на 4%. Таким образом, величина ВКЭ в субарктической области существенно уменьшается, а структура, описываемая модой неустойчивости, сохраняется.

Следующая мода, полученная по выборке E'' (после удаления вкладов моды неустойчивости и поправки; табл. 1), имеет максимум в субарктическом районе к востоку от побережья Приморья — между 133° в.д. и 138° – 139° в.д. (рис. 3в). (Для краткости она будет далее называться приморской модой.) Мода, полученная по выборке E''' (после удаления вклада трех предыдущих мод; табл. 1), характеризуется отрицательными значениями в районе положительного ядра примор-

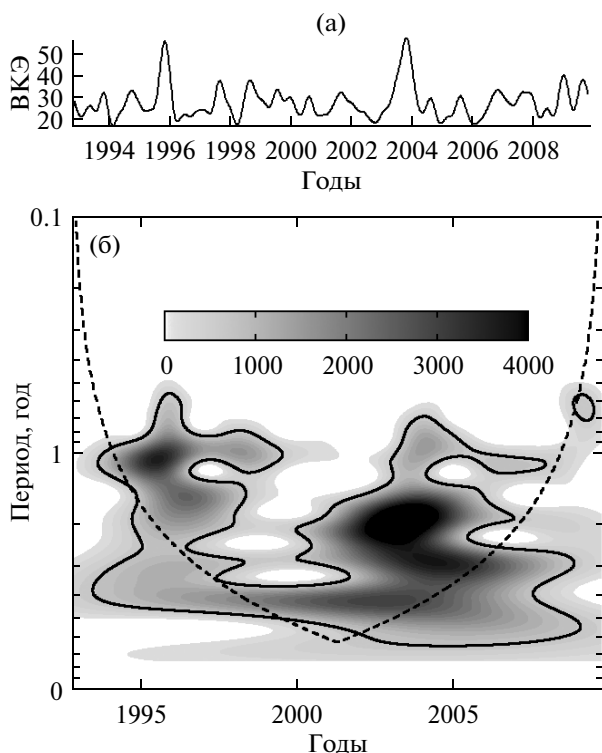


Рис. 5. Временной ряд совместного вклада в поля ВКЭ ($\text{см}^2/\text{с}^2$) приморской моды и ее поправки (а) и мощность его вейвлет-спектра ($\text{см}^4/\text{с}^4$); б). Показаны конус влияния, внутри которого возможно искажение спектра из-за конечной длины ряда, и 95%-й уровень статистической значимости по отношению к красному шуму.

ской моды (рис. 3г), уменьшая величину ВКЭ в этом районе. Эта мода является поправкой к приморской моде: они составляют пару, подобную предыдущей. Их временная изменчивость характеризуется годовым ходом, подобным годовому ходу двух предыдущих мод, но менее регулярным (рис. 3д). Поэтому статистическая взаимосвязь с предыдущими модами слабее, а коэффициенты корреляции между временными функциями меньше (табл. 2).

Для анализа временной изменчивости ВКЭ в субарктической части моря рассчитан совместный вклад в поля ВКЭ приморской моды и ее поправки, осредненный внутри субарктического ядра (рис. 3в). Этот временной ряд характеризуется не очень правильным годовым ходом, в среднем соответствующим моде неустойчивости, с сезонными максимумами в октябре–ноябре и минимумами в феврале–апреле (рис. 5а). Аномально мощные максимумы наблюдались в 1995 и 2003 гг. Последний соответствует аномально теплым условиям в этом районе осенью 2003 г., зарегистрированными по данным гидрологической съемки [1]. Заметные отклонения от среднего годового хода происходили в 1993, 1996, 1999, 2002 и

2008 гг. Для выявления характерных периодичностей выполнено вейвлет-преобразование с материнской функцией Морле 6-го порядка (рис. 5б). Годовой масштаб доминирует до 1998 г.; он наблюдается также после 2000 г., но в этот период максимальная мощность вейвлет-спектра приходится на периоды 1.5–3 года, тогда как до 1998 г. квазидвухлетние колебания слабее годовых (рис. 5б). В 1998–2000 гг. в спектре не наблюдается статистически значимой мощности на периодах менее 3.5 лет. Этот “провал” соответствует сдвигу климатического режима в северной части Тихого океана, зарегистрированному в 1999 г. по гидрометеорологическим данным и биологическим характеристикам [19]. В 1998–2004 гг. (вне конуса влияния [21]) наблюдаются статистически значимые колебания с периодами 4–5 лет (рис. 5б).

Отсутствие пространственной привязки к динамическим или батиметрическим структурам, неправильный годовое ход и квазидвухлетняя периодичность, характерная для атмосферных процессов [12], указывают на то, что генерация ВКЭ, связанной с приморской модой, может возбуждаться ветром. Ветер над Японским морем усиливается в переходный период от летнего к зимнему муссону, а в октябре развивается антициклоническая завихренность напряжения ветра [8], что способствует формированию морских вихрей. Синоптические структуры в этом районе отличаются значительным разнообразием и существенной межгодовой изменчивостью [3, 5], что можно объяснить изменчивостью ветра.

Четыре рассмотренные моды учитывают более 60% общей дисперсии полей ВКЭ (в табл. 1 приведены вклады в дисперсию той выборки, по которой каждая мода была получена). Пространственные максимумы находятся в субарктической части моря, и только у первой моды есть привязка к динамическим и батиметрическим структурам субтропических районов (рис. 3). Этот парадоксальный на первый взгляд результат можно объяснить большей изменчивостью в субарктических районах. До сих пор в работах, основанных на альтиметрических данных, исследовалась, в основном, синоптическая динамика, связанная с изменчивостью Цусимского и Восточно-Корейского течений в субтропической части моря [13, 16, 18].

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе многомерного анализа альтиметрических данных выявлены статистические закономерности изменчивости ВКЭ в Японском море и получены следующие новые результаты.

1. ВКЭ в Японском море характеризуется наличием взаимосвязанных мод изменчивости, которые проявляют хорошо выраженный годовое

ход, с максимумом в октябре—ноябре и минимумом в марте—апреле.

2. Пространственно-временное распределение полученных мод ВКЭ, в том числе ее зональной и меридиональной составляющих, позволяет предположить, что ее источниками являются гидродинамическая, в том числе сдвиговая неустойчивость и взаимодействие потока с неоднородностями рельефа дна, а ветровое воздействие может быть дополнительным фактором.

3. Субарктическая часть моря неоднородна по распределению ВКЭ: несмотря на то, что ее средние значения здесь в несколько раз ниже, чем в субтропической части, имеются районы значительной изменчивости за счет повторяемых короткоживущих структур.

4. В Японском море наблюдается квазидвухлетняя и 4–5-летняя изменчивость ВКЭ, но линейных трендов, охватывающих весь период наблюдений, не обнаружено.

Ограничения данной работы обусловлены сравнительно невысоким пространственно-временным разрешением альтиметрических данных и устранением короткопериодной изменчивости при низкочастотной фильтрации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ванин Н.С.* Аномальные термические условия северо-западной части Японского моря осенью 2003 г. // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 138. С. 345–354.
2. *Иберла К.* Факторный анализ. М.: Статистика, 1980. 396 с.
3. *Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б.* Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса, 2013. № 4. С. 1–15.
4. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Издательский центр “МОРЕ” Международного института океана, 2005. 366 с.
5. *Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н. и др.* Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России: в 4 кн. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.
6. *Никитин А.А., Юрасов Г.И.* Синоптические вихри Японского моря по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2008. № 5. С. 2–57.
7. *Островский А.Г., Фукудоме К., Юн Дж.-Х., Такикава Т.* Изменчивость водообмена через Корейский (Цусимский) пролив по данным измерений судовым акустическим доплеровским профилографом течений в 1997–2007 гг. // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 368–380.
8. *Трусенкова О.О.* Многомерный статистический анализ спутниковых полей напряжения и завихренности ветра в районе Японского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 111–120.
9. *Трусенкова О.О., Каплуенко Д.Д.* Оценка мод изменчивости уровня Японского моря по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 347–356.
10. *Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Каплуенко Д.Д.* Изменчивость температуры поверхности Японского моря и ее связь с полем завихренности ветра // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2008. № 4. С. 553–566.
11. *Физика океана. Т. 2. Гидродинамика океана / Ред. Каменкович В.М., Монин А.С.* М: Наука, 1978. 455 с.
12. *Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J. et al.* The quasi-biennial oscillation // Rev. Geophys. 2001. V. 39. № 2. P. 179–229.
13. *Choi B.-J., Haidvogel D.B., Cho Y.-K.* Nonseasonal sea level variations in the Japan/East Sea from satellite altimeter data // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. № C12028. DOI: 10.1029/2004JC002387.
14. *Ducet N., Le Traon P.Y., Reverdin G.* Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2 // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № 8. P. 19477–19498.
15. *Lee D.-K., Niiler P.P.* The energetic surface circulation patterns of the Japan/East Sea // Deep Sea Research, Part II. 2005. V. 52. № 11–13. P. 1547–1563.
16. *Lee D.-K., Niiler P.* Eddies in the southwestern East/Japan Sea // Deep-Sea Res. I. 2010. V. 57. № 10. P. 1233–1242.
17. *Maximenko N.A., Bang A.B., Sasaki H.* Observational evidence of alternating zonal jets in the World Ocean // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 12. L12607. DOI: 10.1029/2008GL022728.
18. *Morimoto A., Yanagi T., Kaneko A.* Eddy field in the Japan Sea derived from satellite altimetric data // J. Oceanogr. 2000. V. 56. № 4. P. 449–462.
19. *Overland J., Rodionov S., Minobe S., Bond N.* North Pacific regime shifts: definitions, issues and recent transitions // Progr. Oceanogr. 2008. V. 77. № 2–3. P. 92–102.
20. *Preisendorfer R.W.* Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Amsterdam: Elsevier, 1988. 425 p.
21. *Son Y.-T., Chang K.-I., Choi B.-J.* Seasonal and inter-annual variation of eddy kinetic energy from the altimetric data in the East/Japan Sea // Proceedings of the 16th Pacific – Asia Marginal Seas Meeting, 21–23 April 2011, Taipei, Taiwan. 2011. P. 245–254.
22. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. № 1. P. 61–78.
23. *Trusenkova O.O., Nikitin A.A., Lobanov V.B.* Circulation features in the Japan/East Sea related to statistical-ly obtained wind patterns in the warm season // J. Mar. Sys. 2009. V. 78. № 2. P. 214–225.
24. *Wunsch C., Stammer D.* Satellite altimetry, the marine geoid, and the oceanic general circulation // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. V. 26. № 1. P. 219–253.
25. *Yoon J.-H., Kim Y.-J.* Review on the seasonal variation of the surface circulation in the Japan/East Sea // J. Mar. Sys. 2009. V. 78. № 2. P. 226–236.
26. *Zhai X., Greatbatch J., Kohlmann J.-D.* On the seasonal variability of eddy kinetic energy in the Gulf Stream region // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № 24. L24609. DOI: 10.1029/2008GL036412.

Variability of Eddy Kinetic Energy in the Japan Sea Estimated from Satellite Altimetry Data

O. O. Trusenkova

Variability of the geostrophic eddy kinetic energy (EKE) computed from the weekly altimetric sea level anomalies in the Japan Sea for the period from 1992 through 2009 is studied. Interacting (non-orthogonal) modes of variability are found, accounting for more than 60% of the total variance. They characterize seasonal variation of mesoscale energetics in the Japan Sea: the EKE increases during the warm season, reaching its maximum in October through November, and decreases during the cold season, reaching its minimum in March through April. In the northern Japan Sea (north of the subarctic front), where the mean EKE is several times less than in the southern part of the Sea, the areas with considerable mesoscale energetics are detected. The quasi-biennial oscillations of the EKE are found but there are no trends covering the whole record.