

УДК 551.466

© Т.В.Белоненко, В.В.Колдунов, В.Р.Фукс, 2013
Санкт-Петербургский государственный университет
btvlisab@yandex.ru

КИНЕМАТИКА СТОЯЧЕ-ПОСТУПАТЕЛЬНЫХ ВОЛН РОССБИ В МОРЕ И ОКЕАНЕ

Выдвигается гипотеза о том, что в океане доминируют не поступательные, а стояче-поступательные градиентно-вихревые волны типа волн Россби. Эти волны выделяются при анализе спутниковых альтиметрических карт в виде системы узловых линий, где уровень океана не меняется, а фаза колебаний уровня скачкообразно меняется на противоположную. Узловые линии образуют систему ячеек, поступательные волны типа волн Россби распространяются между узлами этих ячеек. По массиву альтиметрических измерений для северо-западной части Тихого океана за 1992–2009 гг. получены оценки параметров исследуемых волн: длина, период, фазовая скорость волн, распространяющихся между узлами, а также расстояние между последними.

Ключевые слова: стояче-поступательные волны Россби, уровень океана, северо-западная часть Тихого океана, кинематические модели.

Цель статьи – исследование кинематических особенностей волн Россби, распространяющихся в морях и океанах, на основе анализа спутниковых альтиметрических измерений.

Несколько слов относительно терминологии. Здесь речь идет о низкочастотных волнах в океане, т.е. волнах, частота которых значительно меньше частоты инерционных колебаний. Нас будут интересовать низкочастотные волны в океане, обусловленные градиентом планетарной завихренности, которые обычно называют градиентно-вихревыми, имея в виду их механизм возникновения. Часто эти волновые движения в океане называют планетарными волнами и нередко – топографическими волнами Россби, включая в это понятие топографические волны, связанные с совместным эффектом вращения Земли и топографией морского дна, а также собственно волны Россби, обусловленные совместным эффектом сферичности и вращения Земли. Последнее определение страдает тем недостатком, что не включает класс сдвиговых, или струйных, волн, связанных с горизонтальным градиентом скорости среднего течения, и фронтальных волн, обусловленных горизонтальным градиентом плотности воды.

Основная экспериментальная информация о волнах Россби в морях и океанах основана на спутниковых альтиметрических измерениях уровня. Эта информация позволяет с тем или иным приближением по уклонам уровня моря оценить соответствующие скорости течений. Спутниковая альтиметрическая информация позволила сделать существенный прорыв в исследовании волн Россби.

Есть основания предполагать, что низкочастотные возмущения типа волн Россби в морях и океанах имеют характер стояче-поступательных волн. Эти предположения обусловлены прежде всего результатами пространственно-временного анализа экспериментальных данных о колебаниях уровня моря, при котором, в частности в уровенных полях, выделяются узловые линии и наблюдаются скачки фаз колебаний [1–10]. В то же время представления о стояче-поступательном характере волн Россби противоречат сложившимся феноменологическим представлениям о низкочастотной волновой динамике, которые опираются на утверждения о чисто поступательном типе этих волновых

движений. Однако результаты, которые не укладываются в рамки описания поступательного характера градиентно-вихревых волн, можно объяснить с позиции стояче-поступательных волн, в том числе и скачкообразное изменение фазы волн в поле уровня, а также другие кинематические особенности волнового движения.

В стояче-поступательной волне волновое поле представляет систему стационарных и нестационарных узловых линий стоячих колебаний, между которыми перемещается поступательная (прогрессивная) волна. Около этих узловых точек происходит скачкообразное изменение фазы колебаний уровня на противоположную, что позволяет интерпретировать эти волновые движения как стояче-поступательные. Свидетельством реальности такой волновой динамики могут быть часто наблюдаемые в поле волн узловые линии со скачкообразными изменениями начальных фаз, регистрируемые как в морях [1–4], так и в открытом океане [5–10]. Такой же вывод можно получить, в частности, из анализа изоплет колебаний уровня на зональных и меридиональных альтиметрических разрезах, где обнаруживается наличие узловых линий и точек, в которых наблюдается «стояние уровня» (возвышение уровня не отличается от нуля). В качестве примера на рис.1 представлены зональные изоплеты аномалий уровня северо-западной части Тихого океана с выделенными гребнями распространяющихся волн: для изоплет вдоль 30 и 35° с.ш. выделено 17 гребней волн, для 40° с.ш. – 14, для 45° с.ш. – 16, для 50° с.ш. – 9, для 55° с.ш. – 7 гребней распространяющихся волн. Анализируя этот рисунок, для разных широт можно обнаружить и узловые линии (где уровень не меняется), и скачки фаз (где гребень волны неожиданно превращается в подошву).

Используемый в работе массив альтиметрической информации был получен из банка данных AVISO¹ (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) проекта DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System), который является частью сегмента обработки данных мультимиссионной спутниковой альтиметрии (SSALTO), реализуемый Французским космическим агентством (CNES).

Для построения изоплет в исходных данных об аномалиях уровня были отфильтрованы стерические колебания путем удаления среднесезонного сезонного хода, после чего волновая структура на зональных изоплотах становится более выраженной; это позволяет выделить отдельные гребни волн и определить параметры наблюдаемых волн Россби. В табл.1 представлены эти параметры – длина волны L (в км) и период (в сут), рассчитанные по зональным изоплетам для каждой широты на отдельных участках поступательного движения волны.

Таблица 1

**Характеристики волн Россби по спутниковым зональным
альтиметрическим изоплетам уровня северо-западной части Тихого океана**

30° с.ш.		35° с.ш.		40° с.ш.		45° с.ш.		50° с.ш.		55° с.ш.	
L	T	L	T	L	T	L	T	L	T	L	T
620	110	905	284	522	162	385	284	109	110	143	122
425	73	862	243	522	162	370	243	315	219	103	81
425	73	905	284	427	122	385	284	576	365	103	81
680	110	905	284	617	284	385	284	360	292	168	162
890	146	905	284	474	203	385	284	274	183	168	162
540	73	774	162	332	162	294	162	360	292	113	122
540	73	949	284	617	162	389	284	159	110	103	81
480	73	949	284	522	243	389	284	245	219	103	81
720	110	774	243	522	162	364	243	576	365	168	162
720	110	862	243	522	162	322	243	360	292	168	162

¹ <http://atoll-motu.aviso.oceanobs.com>

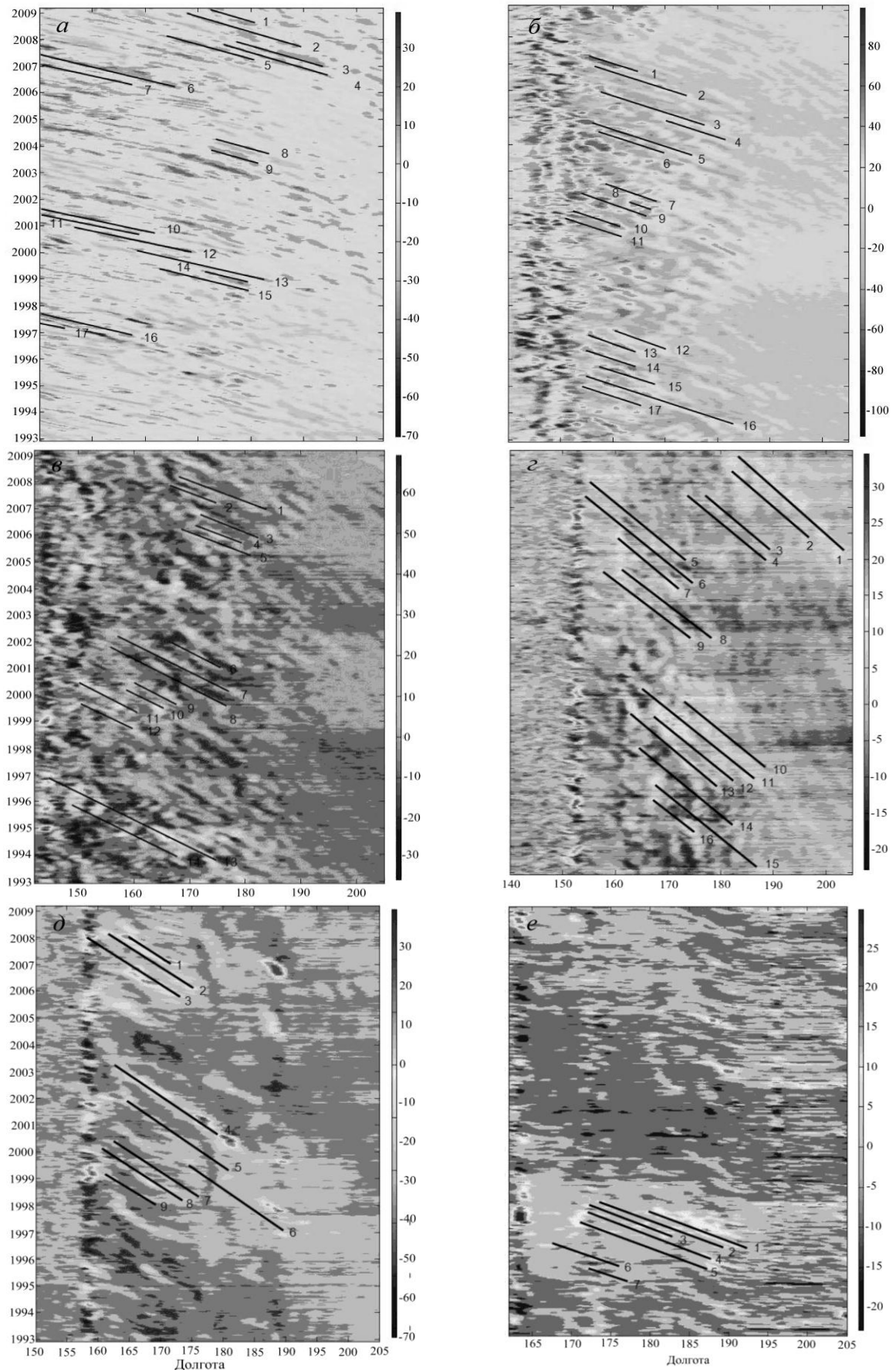


Рис.1. Зональные изоплеты аномалий уровня моря по 30 (*a*), 35 (*б*), 40 (*в*), 45 (*г*), 50 (*д*) и 55°с.ш. (*е*) с выделенными перемещениями гребней волн (в исходных данных среднемноголетний сезонный ход удален).

Обращают на себя внимание пестрая картина чередований положительных и отрицательных аномалий уровня океана на альтиметрических картах и существование узлов (узловых линий), в которых уровень не меняется и для которых характерно скачкообразное изменение фазы колебаний на противоположную. Такого рода волны принято называть стояче-поступательными, а эти особенности могут быть объяснены природой стояче-поступательных волн.

Термин «стояче-поступательная» (стояче-прогрессивная) волна используется как в зарубежной литературе (standing-progressive wave или progressive-standing wave), так и в русскоязычной научной литературе (см., напр., [11, 12]).

Однако строгие оценки параметров стояче-поступательных волн Россби возможны только для гармонических волн данного типа (длина, период, фазовая скорость, расстояние между узлами модулирующей волны). Параметры таких волн связаны между собой дисперсионными соотношениями. Если волны не обладают дисперсией, то изоплета должна совпадать с формой этой волны. Тогда точки пространства, где уровень не меняется, будут совпадать с узлами стояче-поступательной волны. Участки между узлами стоячей волны, выделенные отрезками прямой линии, дают грубую оценку расстояний между узлами. Волна, распространяющаяся между узлами, направлена на запад, а ее фазовая скорость равна угловому коэффициенту рассматриваемых изоплет. Так как фазовая скорость между узлами стоячей волны, как мы видим из рисунка, постоянна, то это свидетельствует о том, что либо наблюдаемые на изоплотах волны Россби монохроматические, либо волны Россби не обладают дисперсией и групповая скорость пакета волн равна ее фазовой скорости.

Основы теории баротропных волн Россби в замкнутом бассейне обобщены в монографиях Дж.Педлоски [13] и П.Ле Блона, Л.Майсека [14] в приближении теории мелкой воды. Существование стоячих волн Россби неоднократно обсуждалось в литературе (см., напр., [15, 16]). Дж.Педлоски показывает, что моды колебаний в бассейнах произвольных геометрических форм имеют одну и ту же общую структуру – распространяющиеся на запад несущие волны, амплитудно-модулированные огибающей в виде стоячей волны. Однако общая теория градиентно-вихревых волн в замкнутых бассейнах еще недостаточно развита.

Модель стояче-поступательной волны может быть записана в следующем виде:

$$\xi = A \cos(mx) \cos(ly) \cos(\sigma t - kx - ny). \quad (1)$$

Здесь t – время, x, y – переменные прямоугольной системы координат; σ – частота; k, n – зональное и меридиональное волновые числа; m, l – параметры модуляции, являющиеся величинами, которые обратно пропорциональны пространственным размерам ячейки; A – амплитуда стояче-поступательной волны.

Попытки проанализировать спутниковые альтиметрические наблюдения в терминах стояче-поступательных волн предложены в наших работах [2, 3, 5–7, 17]. Представляется, что этот подход применительно к исследованию кинематики низкочастотных волн имеет хорошие перспективы.

Одним из методов исследования пространственно-временной структуры низкочастотных волн является предложенный нами метод вейвлет-изоплет [17], который позволяет для каждой точки рассматриваемой акватории при помощи вейвлет-анализа из всего спектра выделить колебания определенного масштаба и построить изоплеты вейвлет-коэффициентов данного масштаба вдоль заданного направления. Вейвлет-анализ позволяет анализировать нестационарные процессы с достаточной степенью детализации, а вейвлет-изоплеты дают возможность рассмотреть пространственно-временную изменчивость колебаний фиксированного масштаба.

В качестве примера для детального анализа стояче-поступательной структуры волн Россби рассмотрим вейвлет-изоплеты полугодового масштаба. На рис.2 представлены

зональные вейвлет-изоплеты уровня Тихого океана для 35° с.ш. (от 140 до 170° в.д.), построенные по данным AVISO. На рисунке можно отметить характерный наклон вейвлет-изоплета, который показывает перемещение уровня вейвлет-изоплета преимущественно в западном направлении. Кроме того, здесь можно обнаружить узловые точки и резкую смену фазы волны. Один из таких примеров для периода 1999–2000 гг. в увеличении представлен на этом рисунке: в узловой точке уровень не меняется, а фаза волны скачкообразно изменяется на противоположную.

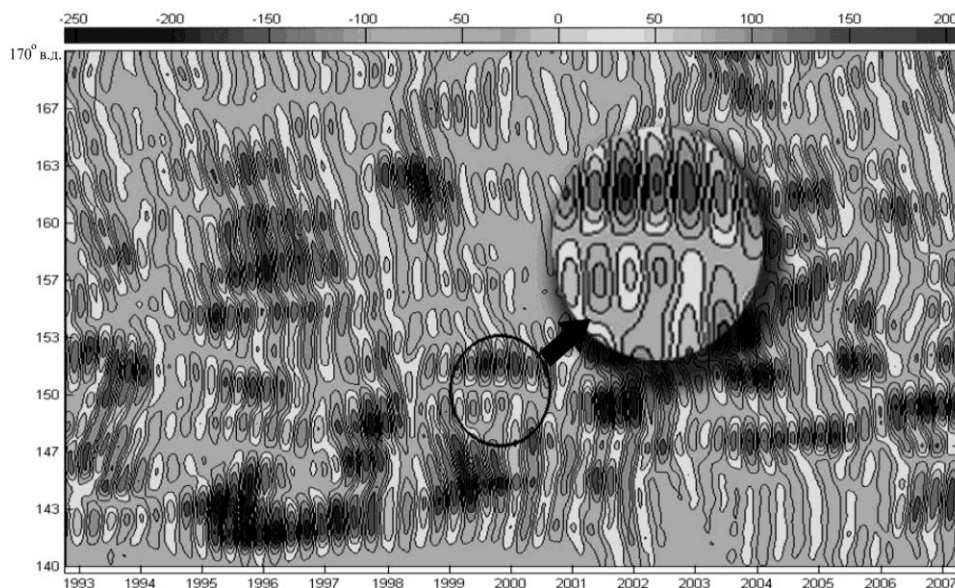


Рис.2. Вейвлет-изоплеты полугодовых колебаний уровня вдоль 35° с.ш. с выделенной «линзой».

Согласно теории, периоды поступательных волн Россби составляют от нескольких суток до нескольких лет, длины – от нескольких километров до нескольких тысяч километров. Для северо-западной части Тихого океана по изоплетам рассчитаны и представлены в табл.2 средние эмпирические характеристики стояче-поступательных волн – длина, период, расстояние между узлами и фазовая скорость распространяющихся между узлами поступательных волн. Средняя длина волн находится в промежутке от 134 до 879 км, период изменяется от 95 до 259 сут, а оценка расстояния между узлами стояче-поступательных волн изменяется в широком диапазоне масштабов и не превышает 800–2200 км. Фазовая скорость, рассчитанная по средним значениям, уменьшается к северу от 7.4 до 1.3 см/с, что соответствует теоретическим оценкам, полученным по дисперсионным соотношениям.

Таблица 2

Параметры распространяющихся между узлами стояче-поступательных волн Россби в зависимости от широты

Параметры	Широта, °с.ш.					
	30	35	40	45	50	55
Средняя длина волны, км	604	879	508	367	333	134
Средний период, сут	95	259	182	259	245	121
Расстояние между узлами, км	>2000	>2200	>1800	>1800	>800	>800
Фазовая скорость между узлами, см/с	7.4	3.9	3.2	1.6	1.5	1.3

Перейдем теперь к рассмотрению кинематики стояче-поступательных волн Россби, используя геострофическое приближение. Будем исходить из того, что в волнах этого типа сохраняется баланс сил, т.е. уклоны уровня уравниваются отклоняющей силой вращения Земли:

$$U = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y}, \quad V = \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x}. \quad (2)$$

Здесь U и V – составляющие геострофической скорости течения; g – ускорение свободного падения; f – параметр Кориолиса.

Из формул (1), (2) получим выражение для составляющих скоростей течения:

$$\begin{cases} U = -\frac{g}{f} A \cos mx (-l \sin ly) \cos(\sigma t - kx - ny) + n \cos ly \sin(\sigma t - kx - ny) \\ V = \frac{g}{f} A \cos ly (-m \sin mx) \cos(\sigma t - kx - ny) + k \cos(mx) \sin(\sigma t - kx - ny) \end{cases} \quad (3)$$

Для понимания кинематики явления, описываемого формулами (1) и (3), рассмотрим несколько простых моделей.

Поступательная волна: $\xi = A \cos(\sigma t - kx)$. В формулах для расчета течений при численной реализации задавались следующие параметры: $A = 1$, $k = -2\pi/590$ рад/км, $\sigma = 2\pi/110$ рад/сут. Здесь поступательная волна длиной 590 км и периодом 110 сут распространяется в западном направлении с фазовой скоростью 6.2 см/с. Зональные движения частиц отсутствуют, частицы в меридиональном направлении совершают орбитальные движения. Волна, перемещаясь в западном направлении, проявляется в поперечных течениях перпендикулярно направлению распространения волны. Течения отсутствуют в областях экстремальных значений уровня и достигают максимальных значений в областях нулевого уровня, и при смене его знака эти меридиональные течения постепенно уменьшаются по величине, достигая нулевых значений в экстремальной области, после чего меняют направление на противоположное.

Зональная стояче-поступательная волна: $\xi = A \cos(mx) \cos(\sigma t - kx)$.

Здесь $A = 1$, $k = -2\pi/590$ рад/км, $\sigma = 2\pi/110$ рад/сут, $m = \pi/590$ рад/км. Расстояние между узлами в 2 раза превышает длину волны, узлы находятся в точках $x = \pi j/m$, $j = 0, 1, 2, \dots$, а распространяющаяся на запад волна, как и в предыдущей модели, проявляется только в меридиональных течениях. Величина скорости течений достигает максимальных значений во фронтальных зонах, зафиксированных на рисунке сгущением изолиний уровня. В областях минимальных и максимальных значений уровня течения отсутствуют и скорости достигают наибольших в областях сгущения изолиний.

Нетрудно понять, что обе рассмотренные модели не соответствуют наблюдаемым на альтиметрических картах перемещающимся неоднородностям в поле уровня и, следовательно, не могут адекватно описать распространяющиеся в западном направлении волны Россби.

Зональная поступательная волна, гармонически модулированная по амплитуде в меридиональном направлении: $\xi = A \cos ly \cos(\sigma t - kx)$. Реализация модели была проведена при следующих параметрах: $A = 1$, $l = \pi/590$ рад/км, $k = -2\pi/590$ рад/км, $\sigma = 2\pi/110$ рад/сут. Расстояние между узлами в 2 раза превышает длину волны, распространяющуюся в западном направлении. Здесь в отличие от предыдущих моделей уже присутствуют две составляющие геострофического течения: зональная и меридиональная, а поле уровня принимает ячеистую структуру. Значения уровня изменяются от -1 до $+1$. Численная реализация показала, что в поле уровня образуется шахматная упаковка неоднородностей циклонического и антициклонического типа, которые передвигаются в западном направлении. Вектора геострофических скоростей достигают максимальных значений на границах этих перемещающихся неоднородностей. В узловых линиях, вытянутых в зональном направлении, меридиональная составляющая отсут-

ствуется, а вектора зональной составляющей направлены в соответствии со знаком перемещающихся неоднородностей.

Следует заметить, что «шахматная упаковка» неоднородностей противоположного знака в поле уровня океана, наблюдаемая в экспериментах, неоднократно описывалась А.С.Мониным, но исключительно в терминах «вихрей» (см., напр., [18]). Многочисленные данные контактных измерений течений и анализа уровня океана во всех крупномасштабных океанских экспериментах, таких, например, как «Мегаполигон», также всегда трактовались с позиций вихревой природы этих неоднородностей, и их кинематика не связывалась с волновой динамикой.

В то же время предложенная выше простая модель адекватно описывает наблюдаемое явление («шахматную» ячеистую структуру перемещающихся неоднородностей противоположных знаков) как волновой процесс. Анализируемые альтиметрические карты уже могут быть с определенной степенью условности описаны этой моделью, которая позволяет объяснить волны Россби, как «шахматную упаковку» перемещающихся неоднородностей разных знаков с соответствующими скоростями течений, направленными вдоль изолиний.

Однако эта модель не отражает резкие фазовые изменения уровня, выделяемые на альтиметрических картах, которые, как уже говорилось, мы связываем с природой стояче-поступательных волн. Следующий шаг дает такую возможность.

Стояче-поступательная волна: формулы (1), (3). Реализация этой модели представлена на рис.3 при следующих параметрах: $m = l = \pi/590$ рад/км, $k = -2\pi/590$ рад/км, $n = 0$, $\sigma = 2\pi/110$ рад/сут. На рисунке показаны трансформация волновой поверхности и поле скоростей в различные моменты времени. Обратим внимание на ячеистую структуру изменчивости уровня, причем выделяются не только зональные узловые линии, но и меридиональные. В узловых линиях скорости течений имеют реверсивный характер, при этом в зональных узловых линиях они меняются в направлении запад–восток, а в меридиональных – север–юг.

Величина ячейки – расстояние между узлами стоячей волны, огибающей группы энергонесущих поступательных волн – в расчетах в 2 раза превышает длину волны. Естественно, что если между узлами стоячей волны «укладывается» несколько длин поступательной волны, изменчивость рельефа уровенной поверхности значительно усложняется.

В начальный момент времени в центре бассейна внутри прямоугольной ячейки, со всех сторон ограниченной стационарными узловыми линиями, расположен гребень волны, а на западе и востоке – ее подошва. Узловые линии формируют ячейки, в каждой из которых в начальный момент времени возникает вихревое образование с максимальной скоростью течения на его периферии. В центре вихревого образования скорость течения равна нулю (рис.3, а).

Через четверть периода волновой рельеф смещается на запад, в ячейке возникает диполь, в котором гребень расположен в западной части ячейки, а подошва – в восточной. Этот диполь имеет максимальные скорости на границе, разделяющей части диполя. В меридиональных узловых линиях величины скоростей течений уменьшаются до нуля, после чего течения постепенно меняют свое направление на противоположное. Аналогичная ситуация относится и к зональным узловым линиям (рис.3, б).

Через половину периода в центре ячейки оказывается подошва, а на западе и востоке – гребень волны; в выделенной ячейке образуется вихревое образование противоположного знака с максимальными скоростями на его периферии, а в узловых линиях скорости течений достигают своих первоначальных значений, но имеют противоположные направления (рис.3, в).

Еще через четверть периода экстремумы, смещаясь на запад, образуют в центре ячейки диполь противоположного знака, а вектора скоростей изменили направления на противоположные (рис.3, г).

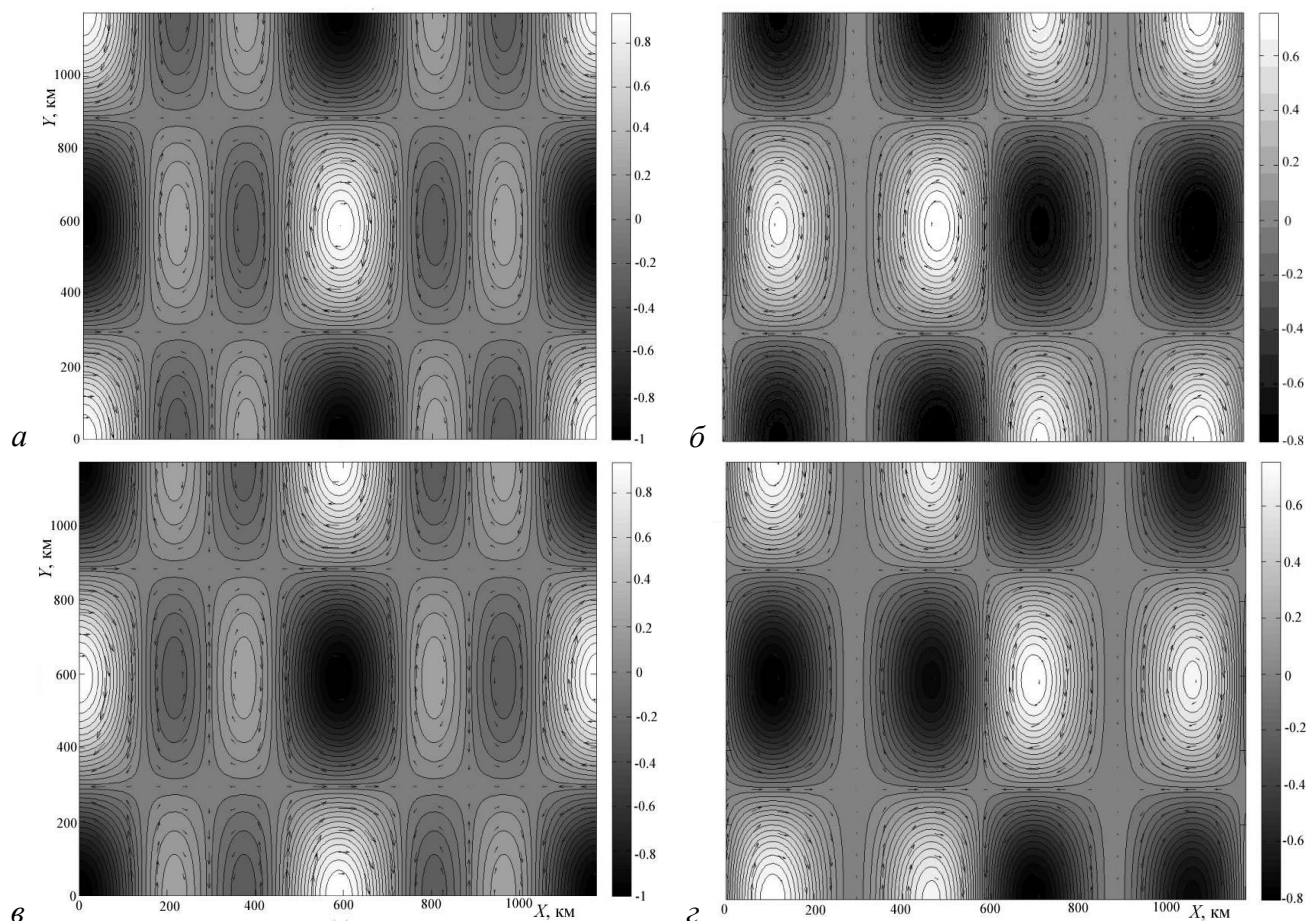


Рис.3. Волновые возмущения в поле возвышений уровня (шкала значений справа) и скорости течений (стрелки – вектора скорости течения), рассчитанной в различные моменты времени.

a – в начальный момент; *б* – через четверть периода; *в* – через половину периода; *г* – через 3/4 периода.

Таким образом, представленная на рис.3 модель стояче-поступательных волн является достаточно общей и дает адекватное представление о кинематике волн Россби в морях и океанах.

В данной работе мы намеренно не разделяем баротропные и бароклинные волны, считая, что общая кинематика волновых движений в этих типах волн должна быть подобна.

Таким образом, вопреки сложившимся феноменологическим представлениям о низкочастотной волновой динамике как системе поступательных волн, градиентно-вихревые волны в Мировом океане являются преимущественно стояче-поступательными. Исследование кинематических особенностей волн на основе спутниковых альтиметрических измерений подтверждает сложную ячеистую структуру и шахматную упаковку вихревых образований в поле возвышений уровня и течений, соответствующую теоретическим представлениям о динамике волн Россби в замкнутых бассейнах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 12-05-00009-а).

Литература

1. Бондаренко А.Л., Филиппов Ю.Г. Течения в Каспийском море, обусловленные свободными низкочастотными волнами // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С.73–77.

2. Гусев А.К., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. и др. Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов. СПб.: Гидрометеиздат, 2007. 356 с.
3. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Фукс В.Р. Свободные низкочастотные волны в Балтийском море // Мет. и гидрол. 2004, № 11. С.53–65.
4. Коротаев Г.К., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Теория экваториальных противотечений в Мировом океане. Киев: Наукова думка, 1986. 206 с.
5. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб., 2004. 215 с.
6. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Фукс В.Р. О стояче-поступательных волнах Россби в море и океане // Вест. СПбГУ. 2012. Сер.7. Вып.2. С.91–103.
7. Белоненко Т.В., Фукс В.Р. Баротропные стояче-поступательные волны Россби // Потоки и структуры в жидкостях: физика геосфер. Тезисы докл. Владивосток: Изд. Дальневост. фед. ун-та, 2011. С.255–259.
8. Belonenko T.V., Foux V.R., Zakharчук E.A. Gradient-vorticity waves in the world ocean. Lap Lambert Academic Publishing GmbH & Co. 2010. 408 p.
9. Volkov D.L. Monitoring the sea level and surface circulation with satellite altimetry, Ph.D.thesis, ISBN: 9039338620, 2004. 152 p.
10. Фукс В.Р. Низкочастотные волны в экваториальной и тропической зонах Тихого океана // Вест. СПбГУ. 2003. Сер.7. Вып.3, № 23. С.92–101.
11. Марчук Г.И., Каган Б.А. Динамика океанских приливов. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 471 с.
12. Калиниченко В.А., Секерж-Зенькович С.Я. Возбуждение прогрессивно-стоячих волн Фарадея // Докл. АН. 2011. Т.438. С.475–479.
13. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. В 2 т. М.: Мир, 1984. С.811.
14. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане: Пер. с англ. под ред. В.А.Городцова, А.И.Леонтьева. М.: Мир, 1981. Т.1, 2. 853 с.
15. Johnson E. R., Clarke S.R. Rossby Wave Hydraulics // Ann. Rev. Fluid Mech. 2001. V.33. P.207–230.
16. Крауфорд Ф. Берклеевский курс физики. Волны. М.: Наука, 1974. Т.3. 528 с.
17. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р., Шилов И.О. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. СПб.: Изд-во СММО-ПРЕСС, 2009. 309 с.
18. Монин А.С., Жихарев Г.М. Океанские вихри // УФН. 1990. Т.160. С.1–47.

Статья поступила в редакцию 02.02.2012 г.

