Антарктическое циркумполярное течение как волновод для волн Россби и мезомасштабных вихрей

Т.В. Белоненко, А.В. Фролова

Санкт-Петербургский государственный университет Санкт-Петербург, 199034, Россия E-mail: btvlisab@yandex.ru

Рассматривается взаимодействие волн Россби с Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ) по данным спутниковой альтиметрической информации. Анализируются пространственно-временные диаграммы аномалий уровня океана для различных широт Южного полушария. Показано, что в АЦТ мезомасштабные вихри захватываются течением и перемещаются на восток вместе с основным потоком. Севернее границы АЦТ мезомасштабные вихри перемещаются в западном направлении. По пространственно-временным диаграммам рассчитаны «эмпирические» скорости перемещения вихрей для различных широт Южного полушария. По дисперсионному соотношению волн Россби в длинноволновом приближении рассчитаны скорости волн Россби. Показано, что величины теоретических скоростей уменьшаются к южному полюсу, а величины «эмпирических» сначала уменьшаются, а потом, меняя знак, начинают расти. В критическом слое происходит переход «эмпирической» скорости волн через ноль, и положение критического слоя определяет границу волновода АЦТ. Предложен метод определения положения критического слоя и границы волновода АЦТ по анализу изоплет. Полученный подход может быть применён для географического районирования волновода.

Ключевые слова: Антарктическое циркумполярное течение, АЦТ, уровень океана, альтиметрические измерения, мезомасштабные вихри, волны Россби, волновод, критический слой, Южный океан

> Одобрена к печати: 23.10.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-181-190

Введение

Волны Россби, проявляющиеся в океане в виде мезомасштабных (синоптических) вихрей (Незлин, 1986; Chelton, Schlax, 2007), играют большую роль для описания крупномасштабной океанской циркуляции и глобальных климатических процессов на планете. В океане они влияют на перенос вод и их свойств (Белоненко и др., 1998, 2011; Кубряков и др., 2016; Монин, Жихарев, 1990; Belonenko et al., 2018). Взаимодействие возмущений волновой природы с крупномасштабными течениями в океане и атмосфере до настоящего времени остается сравнительно мало изученным вопросом. На основании общих гидродинамических представлений и ряда работ, посвящённых непосредственно волнам Россби, следует ожидать наиболее сильных динамических эффектов в окрестности «критических слоёв», т.е. слоёв, где фазовая скорость волны совпадает со скоростью течения. В океане и атмосфере крупномасштабная циркуляция в значительной степени связана с зональными течениями, а характерные фазовые скорости волн лежат в диапазоне изменения типичных скоростей течений. В этой связи исследование динамики волн Россби в окрестности критических слоёв на зональных течениях приобретает первостепенное значение (Гневышев, Шрира, 1989).

Особое значение имеет оценка фазовой скорости (по длинноволновому приближению), которая представляет собой не только фазовую скорость распространяющихся на запад волн, но и групповую скорость, так как длинные волны являются недиспергирующими. Скорости бароклинных волн Россби на экваторе могут быть порядка 1 м/с, но в высоких широтах — значительно меньше, всего несколько сантиметров в секунду (Белоненко и др., 2004). Поэтому при взаимодействии с крупномасштабными океанскими течениями распространение бароклинных волн Россби в высоких широтах сильно зависит от среднего потока.

Южный океан характеризуется мощным, направленным на восток потоком — Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ). Это крупнейшее океаническое течение, которое переносит тепло, соль и другие вещества между всеми океанами. Значительно влияя на климатические процессы Земли, АЦТ выступает не только как барьер между холодной водой, окружающей Антарктику, и субтропической водой на севере, но и как важная часть большого океанского конвейера (Тараканов, 2015).

Взаимодействие волн Россби с зональным потоком АЦТ исследовалось при помощи Антарктической модели точного разрешения FRAM (The Fine Resolution Antarctic Model, см. (An eddy-resolving model..., 1991)). По результатам моделирования было выявлено, что в АЦТ большая часть вихревой активности направлена на восток, при этом обнаружилась тесная взаимосвязь изменчивости уровня океана с сильными потоками в восточном направлении. Ранее считалось, что эта изменчивость обусловлена турбулентным вихревым полем и сильно нелинейными вихрями в среднем течении, однако результаты FRAM доказали, что большая её часть обусловлена волнами Россби. Это означает, что влияние волн Россби обязательно должно учитываться при интерпретации распределения вихревой энергии в данных регионах (Hughes, 1995).

Анализируя результаты модели FRAM, К. Хугхес (Hughes, 1995) указывает, что из-за влияния волн Россби моделирование циркуляции АЦТ представляет значительные сложности. Кроме того, динамика водных масс АЦТ существенно отличается от динамики других течений океана. Действие ветров с западным и восточным широтным направлением приводит к образованию областей дивергенции и конвергенции, которые, в свою очередь, создают меридиональные течения (север-юг), сбалансированные зональными (восточно-западными) градиентами давления — геострофическим балансом (Hughes, 1995). В исследовании (Thompson, 2008) подчёркивается, что в АЦТ действительно существуют области конвергенции и дивергенции, однако в нём нет меридиональных границ для поддержания геострофического баланса. Величина зональной составляющей АЦТ значительно превосходит меридиональную. Мезомасштабные вихри образуют меридиональный перенос в АЦТ и способствуют перемещению вод и тепла. Такие вихри, которые в океане имеют меньший масштаб, чем аналогичные структуры в атмосфере, имеют тенденцию концентрироваться около зональных границ и называются струями (Lee, Coward, 2003). В дальнейшем результаты модели FRAM в Южном океане были подтверждены данными альтиметрии — измерениями спутника Geosat (Chelton et al., 1990).

В настоящей работе мы анализируем изоплеты уровня океана, построенные по данным спутниковой альтиметрии, и на основе их анализа предлагаем метод определения положения критического слоя и границы волновода, которые характеризуют взаимодействие волн Россби с АЦТ.

Данные

Используется массив SLA (Sea Level Anomalies) — аномалии уровня океана, рассчитанные относительно средней высоты морской поверхности MSS (Mean Sea Surface), предоставляемые Aviso+ (http://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/mss.html). Пространственное разрешение альтиметрических данных составляет $0,25^{\circ}$ широты и долготы, временная дискретность — 7 сут. Мы используем продукт реанализа SEALEVEL_GLO_PHY_L3_REP_OBSERVATIONS_008_045 с пространственным разрешением 7×7 км. Массив значений SLA доступен на портале Copernicus Marine Environment Monitoring Service (http://marine.copernicus.eu/). Данные хранятся в формате NetCDF и представляют собой трёхмерный массив, полученный путём комбинирования информации со всех альтиметрических миссий в период с 1993 г. по настоящее время, включая спутники серии Cryosat, TOPEX/Poseidon, Envisat, Jason и ERS 1/2.

Механизм взаимодействия волн Россби с АЦТ

Проблема распространения волн Россби на течении очень сложна. Значительный прогресс был достигнут с использованием квазигеострофического (QG) приближения. Оно предполагает, что средний поток имеет намного большие горизонтальные масштабы, чем длина волны. В большинстве случаев QG-приближения рассматривается зональный средний поток, но П. Киллвортх (Killworth, 1979) включил меридиональную составляющую и показал, что зональная компонента является доминирующей. Для изучения распространения бароклинных волн Россби на зональных потоках, изменяющихся меридионально, Киллвортх (Killworth, 1979) использовал теорию WKBJ (Wentzel – Kramers – Brillouin – Jeffreys), а также численное моделирование и установил, что, хотя вертикальный сдвиг в среднем течении имеет значение, качественные особенности решений можно понять, рассмотрев дисперсионное соотношение для волн Россби в среднем потоке U:

$$U - c = \frac{\beta}{k^2 + l^2 + R_1^{-2}},\tag{1}$$

где $c = \omega/k$ — фазовая скорость волн, направленная на восток; k, l — зональное и меридиональное волновые числа волны; $\beta = df/dy$ — параметр β -плоскости, характеризующий меридиональное изменение параметра Кориоиса $f; R_1$ — бароклинный радиус деформации Россби.

В работе (Hughes, 1995) было введено понятие волновода в АЦТ, определяемого границами изменения меридионального волнового числа *l*:

$$l^{2} = \frac{\beta}{U-c} - k^{2} - R_{1}^{-2}, \qquad (2)$$

где знаменатель (U-c) должен быть положительным для действительных k и l. По мере приближения к критическому слою и увеличению U уменьшается l. При увеличении U — скорости течения АЦТ — величина (U-c) растёт, а l^2 уменьшается до тех пор, пока не становится равным нулю, и тогда

$$U - c = \frac{\beta}{k^2 + R_1^{-2}}.$$
(3)

Равенство скоростей течения АЦТ, направленного на восток, и волн Россби, распространяющихся на запад, определяет критический слой U = c. Таким образом, критический слой является естественной границей волновода, за которую, согласно линейной теории, волны Россби проникнуть не могут (Hughes, 1995).

Вместе с тем альтиметрические карты демонстрируют в зоне АЦТ наличие значительного количества мезомасштабных вихрей, которые распространяются в восточном направлении. Это означает, что волны Россби взаимодействуют с течением АЦТ таким образом, что их энергия захватывается течением и они вместе с основным потоком распространяются на восток. Это означает также, что применение линейной теории для описания взаимодействия волн Россби с АЦТ имеет существенные ограничения и требуются более сложные, нелинейные подходы.

Анализ данных

На *рис. 1* (см. с. 184) показаны зональные пространственно-временные диаграммы (изоплеты) аномалий уровня океана последовательно для 40, 45, 47 и 48° ю. ш. Анализируемый район расположен в Индийском океане, южнее Австралии. Значения аномалий уровня в среднем изменяются в диапазоне от -25 до 25 см. По наклону изоплет для 40 и 45° ю. ш. на *рис. 1* хорошо видно перемещение в западном направлении положительных и отрицательных неоднородностей — мезомасштабных вихрей (или гребней и подошв волн Россби).



Рис. 1. Пространственно-временные диаграммы аномалий уровня океана (м) для 40, 45, 47 и 48° ю.ш., 130–140° в.д. для периода 2008–2012 гг. По оси абсцисс показана долгота (град в.д.), по оси ординат — годы



Рис. 2. Образование критического слоя между широтами 47 и 48° ю. ш., 130–140° в.д. для периода 2008–2012 гг. По оси абсцисс показана долгота (град в.д.), по оси ординат — годы



Рис. 3. Пространственно-временные диаграммы аномалий уровня океана (м) для 48, 49 и 52° ю. ш., 130–140° в.д. для периода 2008–2012 гг. По оси абсцисс показана долгота (град в.д.), по оси ординат — годы

В то же время на диаграмме для 47° ю. ш. наряду с западным перемещением вихрей уже наблюдается их движение на восток, а на диаграмме для 48° ю. ш. вихри перемещаются только на восток, сменив направление на противоположное. Это означает, что между 47 и 48° ю. ш. расположены критический слой и граница волновода АЦТ.

Рассмотрим образование критического слоя более подробно. На *рис. 2* (см. с. 184) видно, как на последовательных диаграммах постепенно меняется наклон изоплет, который характеризует смену направления перемещения вихрей с западного на восточное. Если на 47,125° ю.ш. ещё хорошо прослеживается движение вихрей на запад, то на двух следующих диаграммах (каждая через 0,25°) уже появляются другие изоплеты, фиксирующие восточное направление перемещения вихрей. На диаграмме для 47,625° ю.ш. они хорошо видны и начиная с 2009 г. показано перемещение вихрей в восточном направлении.

Таким образом, в рассматриваемой акватории 130–140° в.д. критический слой, определяющий границу волновода, находится между 47 и 48° ю.ш. Южнее 48° ю.ш. расположена зона захвата энергии мезомасштабных вихрей, и по изоплетам, представленным на *рис. 3* (см. с. 184), хорошо видно, как вихри вместе с водами АЦТ перемещаются на восток. Отметим также, что в волноводе на 49 и 52° ю.ш. вихревая активность прогрессирует: величины аномалий уровня увеличиваются от 20 до 40 см.

Мы построили зональные пространственно-временные разрезы для всех широт от 40 до 53° ю. ш. Для каждой диаграммы методом Радона (Challenor et al., 2001) были рассчитаны «эмпирические» скорости перемещения волн Россби/мезомасштабных вихрей. Также были получены теоретические оценки фазовых скоростей волн Россби по длинноволновому приближению:

$$c = -\beta R_1^2, \tag{4}$$

где R_1 — бароклинный радиус деформации Россби (Chelton et al., 1998). Результаты представлены в *таблице*. Знак «минус» свидетельствует о направлении перемещения вихрей на запад. По таблице видно, что в диапазоне широт 40–47° ю.ш. обе скорости ещё фиксируют западное направление, характерное для волн Россби, и скорости отрицательны. Но между 47 и 48° ю.ш. уже происходит переход значений через ноль, и начиная с этой широты «эмпири-ческие» скорости волн/мезомасштабных вихрей положительны и направлены на восток.

Широта (град ю.ш.)	«Эмпирические» скорости волн/мезомасштабных вихрей, рассчитанные по изоплетам (см/с)	Теоретические фазовые скорости волн Россби, рассчитанные по формуле (4) (см/с)
40	-2,7	-1,50
41	-2,5	-1,30
42	-2,4	-1,23
43	-2,3	-1,12
44	-2,1	-1,00
45	-1,8	-0,93
46	-1,5	-0,84
47	-1,0	-0,82
48	3,1	-0,74
49	3,6	-0,66
50	4,5	-0,58
51	1,3	-0,52
52	1,3	-0,45
53	1,2	-0,40

Скорости волн Россби/мезомасштабных вихрей, рассчитанные по преобразованию Радона и по дисперсионному уравнению в длинноволновом приближении



Рис. 4. Образование волновода и критического слоя для 80–90° в. д. в период 2008–2012 гг. По оси абсцисс показана долгота (град в. д.), по оси ординат — годы

Ясно, что изменчивость струй и фронтов АЦТ будет иметь ключевое значение для меридиональной изменчивости критического слоя. Следует также учитывать существенную нелинейность волн Россби (Белоненко, Сандалюк, 2018). Так как АЦТ сильно меандрирует (Тараканов, 2015), в другой части АЦТ, на других меридианах, критический слой и граница волновода могут быть расположены по-иному. В качестве подтверждения на *рис. 4* показано образование волновода/критического слоя для участка $80-90^{\circ}$ в.д. Здесь критический слой находится в полосе широт, расположенных между 41 и 42° ю.ш.

Дискуссия

На сегодняшний день ещё не создана теория, описывающая распространение волн Россби в реальных условиях Южного океана и учитывающая топографию и изменчивость АЦТ (Hughes, Killworth, 1995; Munk, Palmén, 1951). Авторы работы (Morrow et al., 1994) показали, что основная ось АЦТ хорошо представлена меридиональным максимумом (v'v'), который они интерпретируют как меру изменяющихся во времени меандров в сильном среднем потоке. Такая же трактовка используется в исследовании (Gille, 1994). В работе (Morrow et al., 1994) перемещение вихрей в АЦТ рассматривается в контексте анализа потоков импульсов вихрей. Результаты модели FRAM также подтверждают эту интерпретацию. Её же придерживается Хугхес (Hughes, 1995), но считает важным учитывать, что меандры АЦТ часто волнообразны и при устойчивом распространении на восток они повсеместно уклоняются от основного волновода АЦТ. Такой подход даёт возможность использовать свойства волн для более глубокого понимания динамики среднего течения, чем просто ось основной струи.

В исследовании (Ivchenko et al., 1995) показано, что источник кинетической энергии вихрей обусловлен в основном бароклинной неустойчивостью АЦТ, особенно в областях с высокой интенсивностью течения. Баротропная неустойчивость также является источником энергии вихрей, но основная причина образования вихрей в АЦТ — это его бароклинная неустойчивость. Существование таких вихрей в АЦТ с их характерными мезомасштабными неоднородностями, перемещающимися на восток вместе с потоком, подтверждается спутниковой альтиметрией и анализом пространственно-временных диаграмм.

В работе (Lindzen, 1988) обращено внимание на влияние ускорения среднего течения за счёт вихрей, которое наблюдается только в локальных потоках на восток. Очевидно, в этом проявляется так называемая отрицательная вязкость, когда энергия передаётся от меньших масштабов к большим (Старр, 1971). Всё вместе приводит к двум возможным механизмам

генерации нелинейных волн Россби в АЦТ. Первый механизм заключается в следующем. В АЦТ могут доминировать области с концентрацией высоких значений энергии, в данном случае волны образуются в этих областях, переживая своего рода эволюцию турбулентности на β-плоскости. За счёт сильной нелинейности из малых масштабов происходит передача энергии в более крупные масштабы, в результате чего развиваются волны больших масштабов и, наконец, происходит создание нескольких зональных струй (Rhines, 1974). В качестве альтернативы (второй механизм) в генерации волн могут доминировать локальные неустойчивости, и в этом случае волновод и предполагаемые критические слои могут иметь важное значение для захвата энергии волн волноводом; этот процесс описан в (Lindzen, 1988).

В. Г. Гневышев и В. И. Шрира (1989) предложили теорию, описывающую взаимодействие волн Россби с зональным течением. Они показали, что существование критических слоёв и динамика волн в их окрестности определяются исключительно характеристиками течения на горизонте z_0 , а в качестве скорости течения рассматривается максимальное (по вертикали) значение его западной составляющей. Качественно новым эффектом, обусловленным вертикальной структурой потока, является то, что при приближении к критическому слою уменьшение меридионального масштаба волны сопровождается вертикальной фокусировкой движения в очень узких слоях в окрестности выделенного горизонта z_0 . Таким образом, Гневышев и Шрира (1989) определяют критический слой как слой воды от поверхности до некоторой глубины z_0 на широте y_0 , где y_0 — граница волновода, определяемая из условия равенства зональной составляющей фазовой скорости волн Россби и скорости течения U на глубине z_0 :

$$c = U(y_0). \tag{5}$$

Вместе с тем следует учесть, что взаимодействие волн Россби с АЦТ является существенно нелинейным процессом и требует соответствующих подходов.

Спутниковая альтиметрия позволяет получать непрерывную информацию о состоянии уровенной поверхности Мирового океана. Уровень океана, являясь интегральной характеристикой, несёт в себе информацию о термодинамическом состоянии всей толщи вод. Таким образом, определение широты y_0 по спутниковым альтиметрическим данным указанным методом может давать информацию о положении критического слоя и границе волновода АЦТ. Полученный подход в дальнейшем может быть применён для географического районирования волновода.

Выводы

Рассмотрены пространственно-временные диаграммы аномалий уровня океана для различных широт Южного полушария. На основе спутниковой альтиметрической информации показано взаимодействие волн Россби с АЦТ: в области АЦТ мезомасштабные вихри захватываются АЦТ и перемещаются на восток вместе с основным потоком. Севернее границы АЦТ мезомасштабные вихри, являющиеся проявлением волн Россби, перемещаются в западном направлении. По пространственно-временным диаграммам рассчитаны «эмпирические» скорости перемещения вихрей для различных широт Южного полушария. По дисперсионному соотношению волн Россби в длинноволновом приближении рассчитаны теоретические скорости волн Россби. Показано, что величины теоретических скоростей уменьшаются к южному полюсу, а величины «эмпирических» сначала уменьшаются до нуля, а потом начинают расти. В критического слоя определяет границу волновода АЦТ. По анализу изоплет и выделению зоны широт можно определить положение критического районирования волновода АЦТ. Полученный подход может быть применён для географического районирования волновода.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00034).

Литература

- 1. *Белоненко Т.В., Сандалюк Н.В.* Сравнение вклада линейных и нелинейных эффектов в изменчивость уровня океана по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 29–41.
- 2. *Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р.* Волны или вихри? // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1998. Вып. 3. № 21. С. 37–44.
- 3. *Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р.* Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2004. 215 с.
- 4. *Белоненко Т. В., Колдунов А. В., Фукс В. Р.* Адвекция хлорофилла волнами Россби // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7: Геология, География. 2011. Вып. 4. С. 106–109.
- 5. *Гневышев В. Г., Шрира В. И.* Трансформация монохроматических волн Россби в критическом слое на зональном течении // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 8. С. 852–862.
- 6. *Кубряков А.А., Белоненко Т.В., Станичный С.В.* Влияние синоптических вихрей на температуру морской поверхности в северной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 124–133.
- 7. Монин А. С., Жихарев Г. М. Океанские вихри // Успехи физ. наук. 1990. Т. 160. Вып. 5. С. 1–47.
- 8. *Незлин М. В.* Солитоны Россби // Успехи физ. наук. 1986. Т. 150. Вып. 1. С. 1–58.
- 9. Старр В. П. Физика явлений с отрицательной вязкостью. М.: Мир, 1971. 130 с.
- 10. *Тараканов Р.Ю.* Структура крупномасштабной циркуляции антарктических вод: автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 2015. 42 с.
- An eddy-resolving model of the Southern Ocean / FRAM Group // EOS: Trans. American Geophysical Union. 1991. V. 72. Iss. 15. P. 169–175.
- 12. *Belonenko T. V., Bashmachnikov I. L., Kubryakov A. A.* Horizontal advection of temperature and salinity by Rossby waves in the North Pacific // Intern. J. Remote Sensing. 2018. No. 39. Iss. 8. P. 2177–2188. URL: https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1420932.
- 13. *Challenor P. G., Cipollini P., Cromwell D.* Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves // J. Atmospheric an Oceanic Technology. 2001. V. 18. P. 1558–1566.
- 14. *Chelton D. B., Schlax M. G., Witter D. L., Richman J. G.* Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. No. C10. P. 17877–17903.
- 15. *Chelton D. B., de Szoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Siwertz N.* Geographical variability of the firstbaroclinic Rossby radius of deformation // J. Physical Oceanography. 1998. No. 28. P. 433–460.
- 16. *Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., de Szoeke R. A.* Global observations of large oceanic eddies // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. P. 1–5.
- 17. *Gille S. T.* Mean sea surface height of the Antarctic Circumpolar Current from Geosat data: Method and application // J. Geophysical Research Oceans. 1994. V. 99. No. C9. P. 18255–18273.
- Hughes C. W. The Antarctic Circumpolar Current as a waveguide for Rossby waves // J. Physical Oceanography. 1995. V. 26. No. 7. P. 1375–1387.
- 19. *Hughes C. W., Killworth P. D.* Effects of bottom topography in the large-scale circulation of the Southern Ocean // J. Physical Oceanography. 1995. V. 25. No. 11. P. 2485–2497.
- 20. *Ivchenko V.O., Tréguier A.M., Best S.E.* A kinetic energy budget and internal instabilities in the Fine Resolution Antarctic Model // J. Physical Oceanography. 1995. V. 27. No. 1. P. 5–22.
- 21. *Killworth P.D.* On the propagation of stable baroclinic Rossby waves through a mean shear flow // Deep Sea Research. Part A. 1979. V. 26. P. 997–1031.
- 22. *Lee M. M., Coward A.* Eddy mass transport for the Southern Ocean in an eddy-permitting global ocean model // Ocean Modelling. 2003. V. 5. No. 3. P. 249–266.
- 23. *Lindzen R. S.* Instability of plane parallel shear flow (toward a mechanistic picture of how it works) // Pure and Applied Geophysics. 1988. V. 126. No. 1. P. 103–121.
- 24. *Morrow R., Coleman R., Church J., Chelton D. B.* Surface eddy momentum flux and velocity variances in the Southern Ocean from GeoSat altimetry // J. Physical Oceanography. 1994. V. 24(10). P. 2050–2071.
- 25. *Munk W. H.*, *Palmén E*. Note on the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current // Tellus. 1951. V. 3. No. 1. P. 53–55.
- 26. *Rhines P. B.* Waves and turbulence on a beta-plane // J. Fluid Mechanics. 1974. V. 69. No. 3. P. 417–443.
- 27. *Thompson A. F.* The atmospheric ocean: eddies and jets in the Antarctic Circumpolar Current // Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2008. V. 366. No. 1885. P. 4529–4541.

Antarctic Circumpolar Current as a waveguide for Rossby waves and mesoscale eddies

T. V. Belonenko, A. V. Frolova

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg 199034, Russia E-mail: btvlisab@yandex.ru

The paper deals with the interaction between Rossby waves and Antarctic circumpolar current (ACC) as viewed by satellite altimetry. We analyze time-longitude diagrams (Hovmollers diagrams) of sea level anomalies for various latitudes of the Southern Hemisphere. The mesoscale eddies are captured by the ACC and propagate to the east along with the general mean flow. North of the boundary of the ACC, mesoscale eddies of the Southern Hemisphere using the time- longitude diagrams. We also compute the speed of Rossby waves from dispersion relation of Rossby waves in the long-wave approximation. The result indicates that the theoretical velocities decrease to the Southern pole, and the values of the «empirical» ones first decrease to zero, and then start to grow, changing sign. In the critical layer, the transition of the "empirical" wave velocity through zero occurs, and the position of the critical layer determines the boundary of the waveguide of the ACC. We propose a method for determining the position of the critical layer and the boundary of the waveguide of the ACC by analyzing the Hovmollers diagrams. The obtained approach can be applied to the geographical division of a waveguide.

Keywords: SLA, sea level anomaly, Antarctic Circumpolar Current, ACC, altimetry, mesoscale eddies, Rossby waves, waveguide, critical layer, Southern Ocean

Accepted: 23.10.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-1-181-190

References

- 1. Belonenko T.V., Sandalyuk N.V., Sravnenie vklada lineinykh i nelineinykh effektov v izmenchivosť urovnya okeana po sputnikovym dannym (Comparison of the contribution of linear and nonlinear effects to ocean level variability from satellite data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2018, Vol. 15, No. 1, pp. 29–41.
- 2. Belonenko T. V., Zakharchuk E. A., Fuks V. R., Volny ili vikhri? (Waves or vortices?), *Vestnik SPbGU*, Ser. 7, Issue 3, No. 21, 1998, pp. 37–44.
- 3. Belonenko T. V., Zakharchuk E. A., Fuks V. R., *Gradientno-vikhrevye volny v okeane* (Gradient-vortex waves in the ocean), Saint Petersburg: Izd. Sankt-Peterburgskogo universiteta, 2004, 215 p.
- Belonenko T. V., Koldunov A. V., Fuks V. R., Advektsiya khlorofilla volnami Rossbi (Advection of chlorophyll by Rossby waves), *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*. Ser. 7: Geologiya, Geografiya, 2011, Issue 4, No. 4, pp. 106–109.
- 5. Gnevyshev V. G., Shrira V. I., Transformatsiya monokhromaticheskikh voln Rossbi v kriticheskom sloe na zonal'nom techenii (Transformation of monochromatic Rossby waves in a critical layer in a zonal flow), *Izvestiya AN SSSR. Fizika atmosfery i okeana*, Vol. 25, No. 8, pp. 852–862.
- 6. Kubryakov A.A., Belonenko T.V., Stanichnyi S.V., Vliyanie sinopticheskikh vikhrei na temperaturu morskoi poverkhnosti v severnoi chasti Tikhogo okeana (The effect of synoptic vortices on the temperature of the sea surface in the northern part of the Pacific Ocean), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 2, pp. 124–133.
- 7. Monin A.S., Zhikharev G.M., Okeanskie vikhri (Ocean vortices), *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 1990, Vol. 160, Issue 5, pp. 1–47.
- 8. Nezlin M. V., Solitony Rossbi (Rossby soliton), Uspekhi fizicheskikh nauk, 1986, Vol. 150, Issue 1, pp. 1–58.
- 9. Starr V. P., *Fizika yavlenii s otritsatel'noi vyazkost'yu* (Physics of phenomena with negative viscosity), Moscow: Mir, 1971, 130 p.
- 10. Tarakanov R. Yu., *Struktura krupnomasshtabnoi tsirkulyatsii antarkticheskikh vod: Avtoref. diss. dokt. fiz.-mat. nauk* (Structure of large-scale circulation of Antarctic waters, Extended abstract Doct. phys.-math. sci. thesis), Moscow, 2015, 42 p.

- 11. An eddy-resolving model of the Southern Ocean, FRAM Group, *EOS: Transactions American Geophysical* Union, 1991, No. 72, Issue 15, pp. 169–175.
- 12. Belonenko T. V., Bashmachnikov I. L., Kubryakov A. A., Horizontal advection of temperature and salinity by Rossby waves in the North Pacific, *Intern. J. Remote Sensing*, 2018, No. 39, Issue 8, pp. 2177–2188, available at: https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1420932.
- 13. Challenor P.G., Cipollini P., Cromwell D., Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves, *J. Atmospheric an Oceanic Technology*, 2001, Vol. 18, pp. 1558–1566.
- 14. Chelton D. B., Schlax M. G., Witter D. L., Richman J. G., Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1990, Vol. 95, No. C10, pp. 17877–17903.
- 15. 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. Physical Oceanography*, 1998, No. 28, pp. 433–460.
- 16. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., de Szoeke R. A., Global observations of large oceanic eddies, *Geophysical Research Letters*, 2007, Vol. 34, pp. 1–5.
- 17. Gille S. T., Mean sea surface height of the Antarctic Circumpolar Current from Geosat data: Method and application, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1994, Vol. 99, No. C9, pp. 18255–18273.
- 18. Hughes C. W., The Antarctic Circumpolar Current as a waveguide for Rossby waves, *J. Physical Oceanography*, 1995, Vol. 26, No. 7, pp. 1375–1387.
- 19. Hughes C. W., Killworth P. D., Effects of bottom topography in the large-scale circulation of the Southern Ocean, *J. Physical Oceanography*, 1995, Vol. 25, No. 11, pp. 2485–2497.
- 20. Ivchenko V.O., Tréguier A.M., Best S.E., A kinetic energy budget and internal instabilities in the Fine Resolution Antarctic Model, *J. Physical Oceanography*, 1995, Vol. 27, No. 1, pp. 5–22.
- 21. Killworth P. D., On the propagation of stable baroclinic Rossby waves through a mean shear flow, *Deep Sea Research. Part A*, 1979, Vol. 26, pp. 997–1031.
- 22. Lee M. M., Coward A., Eddy mass transport for the Southern Ocean in an eddy-permitting global ocean model, *Ocean Modelling*, 2003, Vol. 5, No. 3, pp. 249–266.
- 23. Lindzen R.S., Instability of plane parallel shear flow (toward a mechanistic picture of how it works), *Pure and Applied Geophysics*, 1988, Vol. 126, No. 1, pp. 103–121.
- 24. Morrow R., Coleman R., Church J., Chelton D., Surface eddy momentum flux and velocity variances in the Southern Ocean from GeoSat altimetry, *J. Physical Oceanography*, 1994, Vol. 24(10), pp. 2050–2071.
- 25. Munk W. H., Palmén E., Note on the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current, *Tellus*, 1951, Vol. 3, No. 1, pp. 53–55.
- 26. Rhines P. B., Waves and turbulence on a beta-plane, J. Fluid Mechanics, 1974, Vol. 69, No. 3, pp. 417–443.
- 27. Thompson A. F., The atmospheric ocean: eddies and jets in the Antarctic Circumpolar Current, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2008, Vol. 366, No. 1885, pp. 4529–4541.