

Caracterização dos sinais associados às ondas de Rossby e vórtices de meso-escala no Atlântico sul

Fabício Sanguinetti Cruz de Oliveira
Paulo Simionatto Polito

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo – IO/USP
Praça do Oceanográfico, 191, 05508-900 – São Paulo – SP
{fabricio,polito}@io.usp.br

Abstract. The present study compares satellite observations of westward propagating signals in the Southern Atlantic ocean derived from altimeter (TOPEX/Poseidon and Jason-1) and microwave radiometer (TRMM/TMI). The two time-series between 1998 and 2007 are used to investigate the large-scale oceanic variability along 6.5°S, 17.5°S and 35.5°S. Longitude-time diagrams of the cross-correlation between sea surface height and temperature anomalies show that the variability in these latitudes is a blend of baroclinic Rossby waves and mesoscale eddy-like structures. In addition, we estimate the phase speed, wavelength and period of the Rossby waves through a combination of finite impulse response filters and Radon transform. An exponential decay function is used to estimate correspondent parameters for the eddies, propagation speed and scale of decorrelation in space and time, respectively. The eddy and wave phase speeds are within 10% of each other, except at 6.5°S where the difference is 26%. The spatial and temporal decorrelation scale for the eddies are shorter than those for Rossby waves at similar latitudes. The robustness of the results suggests that the proposed methodology is capable to distinguish westward propagating Rossby waves from westward propagating eddies.

Keywords: cross-correlation, altimeter, microwave radiometer correlação cruzada, altímetro, radiômetro de microondas.

1. Introdução

Ondas de Rossby são oscilações de larga escala que se propagam no oceano e na atmosfera cuja força restauradora é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, associada à conservação da vorticidade potencial (POLITO; CORNILLON, 1997). Estas ondas são o principal mecanismo dinâmico de ajuste do fluido geofísico a perturbações de larga escala, mostrando ser imprescindíveis para que se estabeleçam os padrões de circulação oceânica e atmosférica de larga escala (POLITO; LIU, 2003).

Estas ondas foram descobertas na década de 30 por Carl-Gustav Rossby através de um modelo teórico (ROSSBY, 1939), observadas primeiramente através de dados *in situ* (EMERY; MAGAARD, 1976; MCWILLIAMS; FLIERL, 1976) e investigadas através de modelos numéricos (BARNIER, 1986; HERRMANN; KRAUSS, 1989). O maior problema observacional deste tipo de ondas no oceano foi a sua difícil detecção, que ao contrário das ondas atmosféricas, causam pequenas perturbações da ordem de centímetros com sua passagem. Além disso, possuem uma lenta velocidade de propagação ($\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$) e comprimentos de onda da ordem de centenas a milhares de quilômetros (CHELTON; SCHLAX, 1996).

Com o surgimento dos satélites altimétricos na década de 90 as ondas de Rossby passaram a ser facilmente identificadas, já que a passagem destas ondas causa uma perturbação na altura da superfície do mar. Chelton e Schlax (1996), Polito e Liu (2003), Challenor et al. (2004) observaram e inferiram a propagação dessas ondas no oceano global utilizando dados do satélite altimétrico TOPEX/Poseidon.

Ondas de Rossby também podem ser observadas através de satélites medindo a temperatura de superfície do mar (TSM) como indicam estudos anteriores como (CIPOLLINI et al., 1997; CHALLENGOR et al., 2004). As perturbações geradas na estrutura da termoclina ao se ajustar, por continuidade, geram divergência (subsistência) ao se expandir (contrair). Esse movimento pode causar um aumento ou diminuição da coluna de água acima gerando um sinal positivo ou negativo na TSM que está associado a propagação de ondas planetárias.

Como o foco deste trabalho são as ondas de Rossby longas do primeiro modo baroclínico podemos assumir que o comprimento destas ondas é maior que o raio de deformação de Rossby e como uma primeira aproximação afirmar que o oceano se comporta como um sistema de duas camadas (POLITO; CORNILLON, 1997; POLITO; LIU, 2003). Além das perturbações na superfície, a passagem destas ondas pode gerar perturbações na piconclina três ordens de grandeza maior que a amplitude da superfície, porém de fase oposta (LEBLOND; MYSAK, 1978; POLITO; SATO, 2003).

1.1. Resumo da teoria

A teoria linear de ondas de Rossby longas mostra que elas são não-dispersivas e transportam grande quantidade de energia potencial para oeste, ajudando na manutenção dos giros subtropicais e na intensificação das correntes de borda oeste (ANDERSON; GILL, 1975). Assumindo novamente um sistema de duas camadas e um oceano de águas rasas e fundo plano, onde a vorticidade potencial é conservada, a relação de dispersão para estas ondas é dado por:

$$\omega = -\frac{\beta k}{k^2 + l^2 + R^{-2}} \quad (1)$$

onde ω é a frequência, k e l são os números de onda zonal e meridional, β é o gradiente meridional do parâmetro de Coriolis $\left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)$ e R é o raio de deformação de Rossby $\left(R = \frac{c}{f}\right)$, onde f é o parâmetro de Coriolis e c é a velocidade de fase de ondas longas de gravidade. Considerando que as ondas longas possuem comprimento de onda muito maior que o raio de deformação de Rossby e que não há propagação meridional, os termos l^2 e k^2 podem ser desprezados. Assim, a relação de dispersão pode ser reescrita como,

$$\omega = -\beta k R^2 \quad (2)$$

Ainda a partir da equação (2) obtém-se que $c_p = \frac{\omega}{k} = -\beta R^{-2}$, onde c_p tem uma forte dependência da latitude ϕ através do β .

Na região equatorial ($\sim 3^\circ\text{N}$ e 3°S) a teoria acima falha pois $f \rightarrow 0$, fazendo com que $\omega \rightarrow \infty$. Neste caso a teoria é adaptada através da aproximação plano- β equatorial ($f \approx \beta y$), onde β é uma constante e y é a distância ao equador (GILL, 1982). A relação de dispersão passa a ser escrita (PHILANDER, 1989),

$$\left(\frac{\omega}{c}\right)^2 - k^2 - \frac{\beta k}{\omega} = (2n + 1)\frac{\beta}{c} \quad (3)$$

onde n corresponde ao n -ésimo modo meridional de oscilação.

No presente trabalho temos o objetivo de comparar o sinal propagante obtido nos dados de altura da superfície do mar e de temperatura de superfície do mar ao longo de três latitude selecionadas ao longo do Atlântico sul, 6.5°S , 17.5°S e 35.5°S (Figura 1). Estas latitudes foram selecionadas por interceptarem feições oceanográficas do Atlântico sul, como: bifurcação da Corrente Sul Equatorial e origem da Corrente Norte do Brasil, núcleo da latitudinal da Corrente do Brasil na superfície e região de Abrolhos e região da Convergência Brasil-Malvinas, respectivamente.

Anomalias da altura da superfície do mar (η_0) estão correlacionadas com anomalias de temperatura de superfície do mar (ATSM) em algumas regiões do oceano. Nestas regiões, se a correlação for estatisticamente significativa, podemos inferir se o mecanismo que conecta estas perturbações é a advecção vertical, horizontal ou difusão.

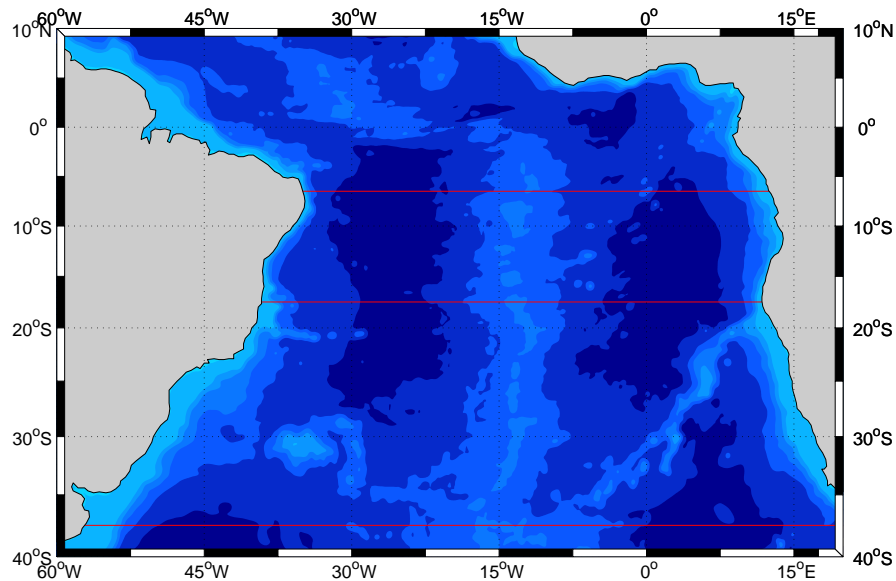


Figura 1: Latitudes selecionadas ao longo do Atlântico sul, 6,5°S, 17,5°S e 35,5°S.

2. Dados utilizados

2.1. Altura da superfície do mar

Os dados de altimetria foram obtidos através dos satélites altimétricos TOPEX/Poseidon e Jason-1 na forma da anomalia da altura da superfície do mar. O TOPEX/Poseidon foi lançado em agosto de 1992 e manteve-se em operação até outubro de 2005. O seu sucessor, Jason-1, foi lançado em dezembro de 2001 e encontra-se em operação até o presente dia. Ambos os satélites são uma parceria entre a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NASA) e o *Centre National d'Études Spatiales* (CNES) utilizam um radar altímetro que emite e recebe pulsos perpendiculares à superfície do mar na frequência de 13,6 GHz, determinando assim a altura de uma determinada superfície em relação ao geóide com precisão e acurácia da ordem de 2,4 e 1,4 cm, respectivamente. Os dados TOPEX/Poseidon e Jason-1 (T/J) são distribuídos pelo *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* do *Jet Propulsion Laboratory* (PO.DAAC/JPL) na resolução espaço-temporal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 9,9156$ dias e cobertura global entre as latitudes 66°N e 66°S (BENADA, 1997). Como os radares altimétricos obtêm dados pontuais ao longo da sua trajetória faz-se necessária uma interpolação espacial para obter mapas de (η_0) regularmente espaçados. A série temporal de mapas de (η_0) utilizada, correspondente ao período entre janeiro de 1998 e dezembro de 2007 e foi obtida por interpolação (KRIEGER, 2008), utilizando o método de médias ponderadas e autocorrelação espaço-temporal em uma grande regular de $1^\circ \times 1^\circ$.

2.2. Temperatura de Superfície do Mar

A temperatura de superfície do mar foi obtida através do radiômetro passivo de microondas a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), chamado *TRMM Microwave Imager* (TMI) e desenvolvido com a mesma tecnologia do *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I). O TRMM foi lançado em novembro de 1997 por uma parceria entre a NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), com objetivo inicial de fornecer informações quantitativas globais de precipitação. A partir de 2000, tornou-se o primeiro radiômetro de

microondas a medir TSM, utilizando a frequência de 10,7 GHz e com uma diferença de RSM entre medidas de bóias e satélites entre 0,5°C e 0,7°C (WENTZ et al., 2000). Os dados TMI são produzidos e distribuídos no formato de imagens pelo portal *Remote Sensing Systems*, sob a supervisão do NASA Earth Science REASoN DISCOVER Project, na resolução espaço-temporal de 0,25° × 0,25° × 1 dia e cobertura global entre as latitudes 40°N e 40°S. A série de TSM foi submetida a uma interpolação para remover o prolema de descontinuidade, seja por falha na aquisição ou contaminação por precipitação. O método utilizado foi o de mínima curvatura (SMITH; WESSEL, 1990) que também ajustou estes dados à resolução espacial dos dados altimétricos. A anomalia da TSM de longo termo foi calculada para o mesmo período dos dados T/J.

3. Metodologia

Em virtude da baixa confiabilidade dos dados altimétricos em águas com profundidade <1000 m, foi aplicada uma máscara aos mapas de $\eta_0(x, y)$ e $ATSM(x, y)$. Em seguida estes mapas foram convertidos no formato de diagramas Hovmöller (x, t) ao longo de cada latitude. Após este pré-processamento os dados foram processados por módulos de acordo com a metodologia sugerida por (POLITO; LIU, 2003). Primeiramente foi aplicado um conjunto de filtros digitais de resposta impulsiva finita, ou *Finite Impulse Response* (FIR), para separar o sinal observado nas várias bandas espectrais. Em seguida foi aplicado um procedimento baseado na transformada de Radon (LIM, 1990), para inferir a velocidade de fase (c_p) do mesmo sinal. O período (T) e comprimento de onda (λ) foram estimados através do método dos mínimos quadrados.

3.1. Filtros FIR

Os filtros FIR se baseiam na convolução de duas séries temporais (x, t) , uma série corresponde aos dados de interesse e a outra ao próprio filtro, onde cada componente filtrada cobre um intervalo de períodos ou banda espectral. Uma vantagem de se utilizar filtros FIR é o fácil ajuste de suas bandas espectrais para evidenciar os diferentes processos geofísicos já conhecidos. Aqui o filtro foi ajustado para decompor os sinais de $\eta_0(x, t)$ e $ATSM(x, y)$ nas seguintes bandas espectrais (Figura 2):

$$S_0 = S_t + S_{24} + S_{12} + S_6 + S_3 + S_1 + S_E + S_r \quad (4)$$

onde S_t são os sinais não propagantes de larga escala que incluem a variabilidade sazonal e/ou interanual, S_{24} a S_1 sinais propagantes para oeste das ondas de Rossby com períodos de aproximadamente 24, 12, 6, 3 e 1,5 meses, S_E sinais de meso-escala associados a vórtices gerados nas regiões tropicais e S_r sinais associados a ruídos não propagantes de pequena escala ou alta frequência e ruídos associados ao instrumento. A aplicação do filtro neste trabalho teve como objetivo isolar toda parcela do sinal que se propaga para oeste e eliminar a parcela deste sinal que está associada ao ciclo sazonal, sinais de pequenas escala e ruídos. Desta forma o sinal propagante corresponde a

$$S_P = S_{24} + S_{12} + S_6 + S_3 + S_1 + S_E \quad (5)$$

3.2. Função de Correlação Cruzada

Como a idéia inicial deste trabalho é relacionar séries temporais co-localizadas de $\eta_0(x, t)$ e $ATSM(x, y)$, torna-se pertinente o uso da função de correlação com o objetivo de quantificar a relação estatística entre duas séries temporais. A partir deste conceito e do sinal propagante

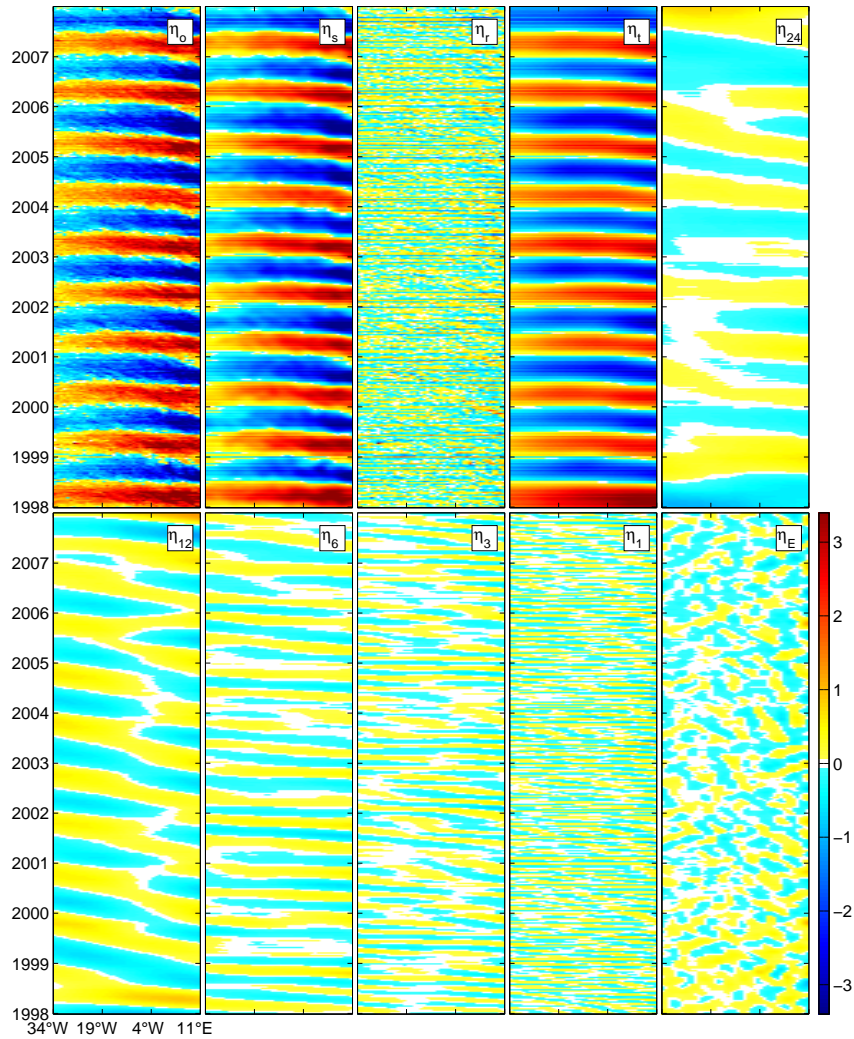


Figura 2: Exemplo da aplicação do filtro FIR no sinal de ATSM para o oceano Atlântico na latitude de 6.5°S . As anomalias da altura estão expressas em mm.

de ambas as séries η_P e ATSM_P foi calculada a correlação cruzada com atraso (Figura 3).

O uso de uma função de correlação com atraso descrita no momento $t_1 = t$ e no momento $t_2 = t + \tau$, onde τ é o atraso, indica qual é o possível processo físico atuante numa região capaz de conectar duas variáveis entre si e onde ocorre a maior correlação entre elas ao longo do tempo. A função de correlação cruzada é dada por:

$$C_{xy}(\tau) = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} y_i x_{i+k} \quad (6)$$

onde N é o tamanho da série, $\tau = k\Delta t$ ($k = 0, \dots, M$) é o atraso para k incrementos no tempo amostral Δt sendo $M \ll N$. Maiores detalhes a respeito desta técnica podem ser encontrados em (EMERY; THOMSON, 2001, capítulo 5).

3.3. Transformada de Radon

Na metodologia aqui utilizada, os dados de entrada são as matrizes de autocorrelação $c(x_i, t_i)$ da correlação cruzada C_{xy} , obtidas a partir dos diagramas (x, t) . Como resultado da

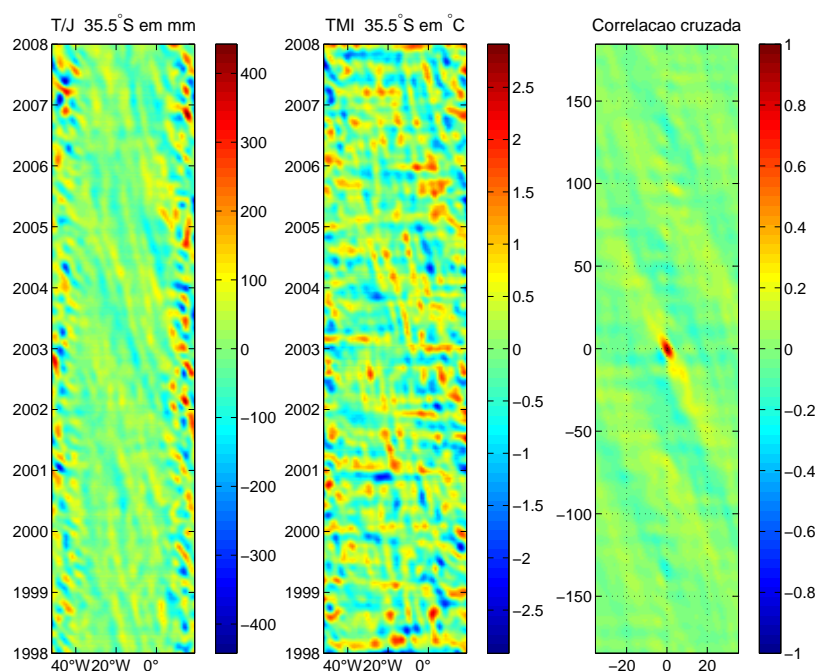


Figura 3: Exemplo do cálculo da correlação cruzada com atraso entre as séries η_P e $ATSM_P$ para o oceano Atlântico na latitude de $17.5^\circ S$.

autocorrelação temos uma região de máxima correlação que cruza o ponto central da matriz $c(0, 0)$ com uma inclinação (θ_c). A transformada de Radon $R(x_r, \theta)$ irá rotacionar a matriz c no sentido anti-horário em relação a um eixo cartesiano fixo (x_r, t_r) , associando esta rotação a um determinado ângulo θ , e integrar os valores de $c(x_l, t_l)$ ao longo do eixo fixo t_r ,

$$P(x_r, \theta) = \int_{-\infty}^{+\infty} c(x_r, t_r) dt_r \quad (7)$$

Quando a região de máxima correlação estiver alinhada com o eixo t_r (i.e. $\theta_c = 0$), a tangente do ângulo θ correspondente equivalerá a velocidade de fase. O período e o comprimento de onda são obtidos a partir do ajuste de uma função senoidal de mínimos quadrados. A amplitude não pode ser recuperada já que os estamos trabalhando com uma correlação cruzada entre altura e temperatura de superfície do mar.

4. Resultados preliminares

Através dos diagramas de Hovmöller entre η_0 e $ATSM$ foi observado que o sinal propagante para oeste ao longo das três latitudes selecionadas é composta por sinais de ondas de Rossby baroclínicas e estruturas semelhantes a vórtices de meso-escala, a partir daqui denominadas de vórtices (Figura 3). Desta forma, tornou-se necessário introduzir uma metodologia para inferir quantitativamente os parâmetros dos vórtices. Tais parâmetros foram estimados a partir de função de decaimento exponencial, $1/e$, nos vetores unidimensionais $c(x)$ e $c(t)$ das matrizes de correlação $c(x_l, t_l)$ ao longo da origem $c(0, 0)$. A função determinou as escalas de decorrelação dos vórtices no espaço (d_e) e no tempo (d_t), correspondentes a λ e T no caso de uma onda, respectivamente. A velocidade de propagação foi calculada através de $c_V = d_e/d_t$.

Fazendo uma análise comparativa entre as velocidades obtidas para os vórtices e ondas de

Rossby observamos que ambas são similares, com diferenças menores que 10%, exceto na latitude 6,5°S, onde esta diferença chegou a 26% (Tabela 1). Esta maior diferença nesta latitude pode está relacionada, no caso das ondas de Rossby, com a dificuldade da transformada de radon em trabalhar próximo ao equador, devido as velocidades muito altas (POLITO; CORNILLON, 1997). No caso dos vórtices, os erros de estimativa podem acontecer por contaminação dos sinais das próprias ondas de Rossby. Ainda assim, estes resultados corroboram Chelton (2007) que afirma haver vórtices propagantes para oeste com velocidades de fase semelhantes às de ondas de Rossby baroclínicas em todo oceano global.

Tabela 1: Estimativas dos parâmetros das ondas de Rossby (c_p , λ e T) e dos vórtices (c_v , d_e e d_t) encontrados nas três latitudes observadas.

lat	c_v	c_p	d_e	λ	d_t	T
6,5°S	20,96	16,54	1048	4906	50	322
17,5°S	11,55	11,9	635	4515	55	381
35,5°S	4,02	4,32	181	3251	45	760

Os valores de c_p e λ mostraram um aumento em direção ao equador, enquanto que T diminuiu proporcionalmente em relação a estes dois parâmetros, mostrando que estão de acordo com a teoria linear para ondas de Rossby longas que descreve os valores de c_p e λ são maiores próximo ao equador. O mesmo padrão foi observado em c_v e d_e , entretando com valores de menor magnitude, visto que as ondas de Rossby e vórtices de meso-escala possuem escala espacial e temporal diferentes. Os valores de d_t não apresentaram uma tendência clara em relação a variação de latitude.

5. Considerações finais

Apesar do caráter preliminar deste estudo, o método aqui utilizado apresentou eficácia na diferenciação dos sinais propagantes para oeste associados às ondas de Rossby baroclínicas e vórtices propagantes, além de permitir inferir parâmetros quantitativos à respeito de ambos.

Os altos valores de correlação entre η_0 e ATSM indicam quem um único processo está envolvido na variabilidade deste parâmetros. A pequena diferença entre as velocidades de fase das ondas de Rossby e dos vórtices nas latitudes 17.5°S e 35.5°S (<10%) mostraram a metodologia utilizada é suficientemente robusta para ser utilizada em médias e altas latitudes. Por outro lado, também abre espaço para que seja melhor trabalhada de forma a abranger regiões de baixas latitudes como a de 6.5°S. O trabalho em questão faz parte de um estudo mais amplo que busca investigar o mecanismo físico que está por trás da conexão entre η_0 a ATSM. Para isto será realizada uma análise nas fases de ambos os sinais através de análise de coerência.

Referências

- ANDERSON, D. L. T.; GILL, A. E. Spin-up of a stratified ocean with applications to upwelling. *Deep-Sea Research*, v. 22, p. 583–596, 1975.
- BARNIER, B. *A numerical study of the influence of the Mid-Atlantic Ridge on nonlinear barotropic and first-mode baroclinic Rossby waves generated by seasonal winds*. 96 pp. Tese (Doutorado) — Florida State University, 1986.
- BENADA, R. *Merged GDR TOPEX/Poseidon Users Handbook Version 2.0*. [S.l.], 1997. D-11007.
- CHALLENGER, P. G. et al. Characteristics of mid-latitude rossby wave propagation from multiple satellite datasets. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 1297–1302, 2004.

- CHELTON, D. Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*, v. 34, 2007. L15606, doi: 10.1029/2007GL030812.
- CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, v. 272, p. 234–238, 1996.
- CIPOLLINI, P. et al. Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34°N in the northeast Atlantic. *Geophysical Research Letters*, v. 24, p. 889–892, 1997.
- EMERY, W.; MAGAARD, L. Baroclinic Rossby waves as inferred from temperature fluctuations in the eastern Pacific. *Journal of Marine Research*, v. 34(3), p. 365–385, 1976.
- EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. second. [S.l.]: Elsevier Science B. V., 2001. 634 p.
- GILL, A. E. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. San Diego, Calif.: Academic Press Inc., 1982. (International Geophysics Series, v. 30). 662 pp.
- HERRMANN, P.; KRAUSS, W. Generation and propagation of annual Rossby waves in the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 19, p. 727–744, 1989.
- KRIEGER, S. *Estudo da variabilidade na distribuição espectral das ondas de Rossby baroclínicas no Atlântico e em particular na região do arquipélago de Abrolhos*. 105 pp. Dissertação (Mestrado) — Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2008.
- LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A. *Waves in the Ocean*. New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978. (Elsevier Oceanography Series 20).
- LIM, J. S. *Two-dimensional signal and image processing*. [S.l.]: Prentice Hall Inc., 1990. (Prentice Hall signal processing series). 694 pp.
- MCWILLIAMS, J. C.; FLIERL, G. R. Optimal, quasi-geostrophic wave analysis of MODE array data. *Deep-Sea Research*, v. 23, p. 285–300, 1976.
- PHILANDER, S. G. *El Niño, La Niña and the southern oscillation*. [S.l.]: Academic Press Inc., 1989. 293 pp p.
- POLITO, P. S.; CORNILLON, P. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/Poseidon. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 3215–3235, 1997.
- POLITO, P. S.; LIU, W. T. Global characterization of Rossby waves at several spectral bands. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. C1, 2003. 3018, doi: 10.1029/2000JC000607.
- POLITO, P. S.; SATO, O. T. Patterns of sea surface height and heat storage associated to intraseasonal Rossby waves in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. C12, 2003. 3373, doi: 10.1029/2002JC001684.
- ROSSBY, C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action. *Journal of Marine Research*, v. 2, p. 38–55, 1939.
- SMITH, W. H. F.; WESSEL, P. Gridding with a continuous curvature surface in tension. *Geophysics*, v. 55, p. 293–305, 1990.
- WENTZ, F. J. et al. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, v. 288, p. 847–850, 2000.