

## EVIDÊNCIAS DE CONSERVAÇÃO DE VORTICIDADE POTENCIAL AO LONGO DA COSTA SE/S DO BRASIL A PARTIR DE DERIVADORES RASTREADOS POR SATÉLITE

**Assireu<sup>1,2</sup>, A.T.; Santos<sup>3</sup>, F.A.; Fragoso<sup>3</sup>, M.R.; Cruz<sup>3</sup>, L.M.M.; Pellegrini<sup>3</sup>, J.A.C.; Stech<sup>1</sup>, J. L.; Lorenzetti<sup>1</sup>, J.A.**

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-Av. dos Astronautas, 1758, Jardim da Granja, São José dos Campos, SP-12270000

<sup>2</sup>Laboratório de Ecologia Aquática – Universidade Federal de Juiz de Fora – Juiz de Fora – MG.

<sup>3</sup>PROOCEANO – Av. Rio Branco, 311 – s. 1224, Centro, Rio de Janeiro – RJ.

### I. RESUMO

40 derivadores posicionados via satélite foram lançados na Baía de Santos e derivaram ao longo da costa sudeste-sul do Brasil. A alta resolução espacial (~10m) e temporal (3h) possibilitou a geração de dados com qualidade muito superiores aos até então disponíveis. 21 destes derivadores apresentaram trajetórias que correspondem ao comportamento clássico esperado para a Corrente do Brasil: trajetórias aproximadamente paralelas à linha de costa. Cinco destes derivadores, lançados no mesmo instante e posição foram analisados com um foco sobre a vorticidade potencial (VP). Os resultados indicam que suas trajetórias foram induzidas pela VP. Não se pretende dizer com isto que a CB comporta-se como um fluido inviscido, barotrópico e ausente de forçantes, mas trata-se de uma constatação de que este cenário pode ser importante para a dinâmica da CB. Análises baseadas na separação entre duas partículas, as quais determinam a evolução de uma nuvem de dispersantes, mostrou que a dispersão não pode ser descrita por modelos difusivos clássicos e indicam a importância das convergências de pequena escala em retardar a dispersão.

**Palavras chave:** Corrente do Brasil, Difusividade..

### II. INTRODUÇÃO

A descrição da turbulência oceânica pode ser simplificada ao se considerar que os movimentos diapcnaís são inibidos pela estratificação no campo de massa. Com isto, o oceano pode ser imaginado como um fluido estratificado e hidrostático composto por camadas infinitesimais. A dinâmica em cada uma destas camadas pode então ser descrita pela aproximação quase-geostrófica (QG) (Pedlosky, 1987; Salmon, 1998), que corresponde a camadas homogêneas de fluidos incompressíveis em um sistema em rotação. Sob a consideração de que o fluido é inviscido, a equação do movimento corresponde à conservação de vorticidade potencial, que sob a aproximação quase-geostrófica pode ser escrita como a soma da vorticidade relativa, da vorticidade planetária e a contribuição devida às variações nas espessuras das camadas

(estiramento do tubo de vórtices). Modelos barotrópicos são aproximações que podem ser obtidos a partir dos QG e consistem da desconsideração dos efeitos da estratificação. A turbulência bidimensional resulta da desconsideração dos efeitos do estiramento do tubo de vórtices. Para maiores detalhes vide Pedlosky (1987) e Salmon (1998). Assim, negligenciando-se as forças externas rotacionais e os efeitos dissipativos, as partículas de fluidos movem-se conservando Vorticidade Potencial (VP), o que é equivalente a dizer que  $D((\zeta+f)/H)/Dt=0$ , onde  $\zeta$  é a vorticidade relativa e  $f$  o parâmetro de Coriolis (invariante no tempo) e  $H$  a profundidade.

Como uma primeira consequência da conservação da VP é que regiões de intensos gradientes de VP podem atuar como barreiras ao transporte de traçadores (McIntyre, 1989). Isto significa que em regiões onde a VP muda suavemente, as partículas seriam capazes de se deslocar de uma região de VP para outra. Entretanto, em regiões de intensos gradientes de VP, a mudança em VP que a partícula deveria experimentar para avançar no gradiente pode ser muito grande para um cenário em que estão sendo desconsideradas as forças externas rotacionais e dissipações. Esta é a principal razão física que faz dos jatos, associados com intensos valores de VP, eficientes barreiras ao transporte (Steur et al, 2004).

Vários estudos têm indicado como traçadores podem ser influenciados por  $f/H$  (ex. Rossby et al., 1983, LaCasce, 2000). Outros têm descrito como a topografia pode afetar a estatística dos derivadores (ex. Freeland et al., 1975) e como a topografia pode influenciar a dinâmica dos derivadores (Richardson, 1982). Este trabalho tem como objetivo estudar a relação entre vorticidade potencial e a trajetória de derivadores.

### III. MATERIAIS E MÉTODOS

As trajetórias dos derivadores utilizadas neste trabalho foram obtidas no âmbito do Projeto Monitoramento por Derivadores Oceânicos (MONDO), que consistiu do lançamento de 40 derivadores com elemento de arrasto a 15m na posição (-24°25'; -43°45') que corresponde à Baía de Santos. Maiores detalhes sobre o Projeto e estratégias de lançamentos dos derivadores vide [www.prooceano.com.br/mondo](http://www.prooceano.com.br/mondo). A estratégia de lançamento consistiu do lançamento de um derivador a cada três dias sendo que a cada 12 dias um grupo 5 derivadores eram lançados. O posicionamento dos derivadores é via Sistema de Posicionamento Global (GPS) e o enlace das transmissões destas posições bem como dos dados de temperatura é via Sistema Iridium, o que propiciou uma resolução espacial (~10m) e resolução temporal (3h) muito superior aos obtidos via posicionamento Doppler através do sistema ARGOS (~150m e ~6h), respectivamente.

Para as estimativas de vorticidade relativa a partir dos dados dos derivadores, utilizou-se o Sistema de Coordenadas Naturais (ARTHUR, 1965):

$$\xi = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n} \quad (1)$$

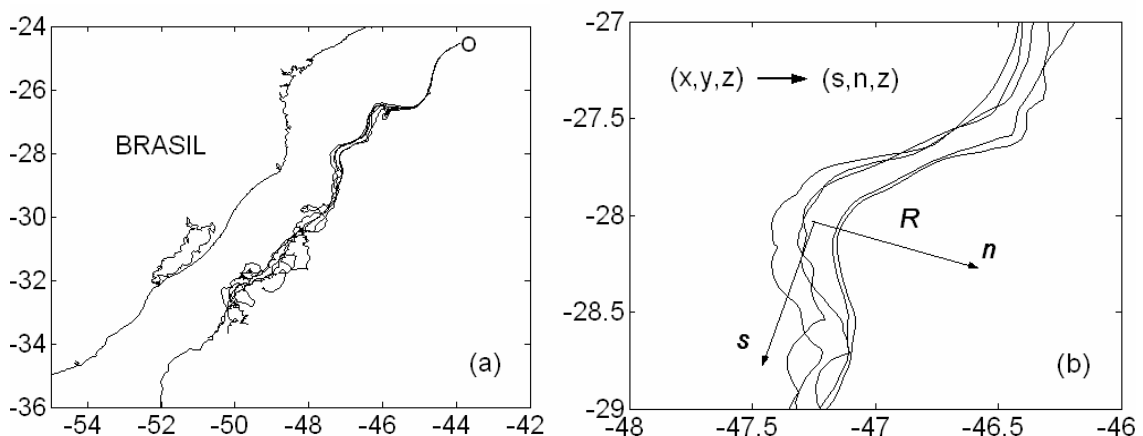
onde  $V$  é a velocidade,  $R$  é o raio de curvatura das linhas de corrente e  $\frac{\partial V}{\partial n}$  é o gradiente de velocidades normal às linhas de corrente (Fig. 1-b). Tendências de rotação anti-horárias são positivas por convenção de sinais.

Dispersão:

A concentração média de um dispersante é determinada por sua distribuição inicial, fontes e sumidouros e a função densidade de probabilidade do deslocamento das partículas que é representado pela função de Green da evolução da concentração média (Davis, 1983). Se  $\vec{r}(\vec{x}, t)$  é a posição de uma partícula com posição inicial em  $\vec{x}$  para  $t = 0$ , então uma medida da dispersão (o crescimento típico do tamanho de uma nuvem de dispersantes) é a covariância:

$$C_{mm}(\vec{x}, t) = \langle s_n'(t, \vec{s}_o, \vec{c}) s_m'(t, \vec{s}_o, \vec{c}) \rangle \quad (2)$$

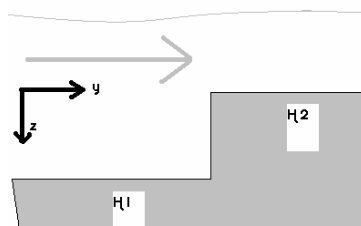
onde a média é sobre todos os pares com mesma posição de lançamento (e no nosso caso, mesmo instantes de lançamentos).  $\vec{s}(t, \vec{s}_o, \vec{c}) = \vec{r}(t, \vec{c} + \vec{s}_o/2) - \vec{r}(t, \vec{c} - \vec{s}_o/2)$  é o vetor de separação (com valor inicial  $s_o$ ) de um par de partículas tendo centro em  $\vec{c}$ .



**Figura 1: (a) Trajetórias analisadas (Círculo indica a posição de lançamento); (b) Trajetórias interpretadas como linhas de corrente no Sistema de Coordenadas Naturais.**

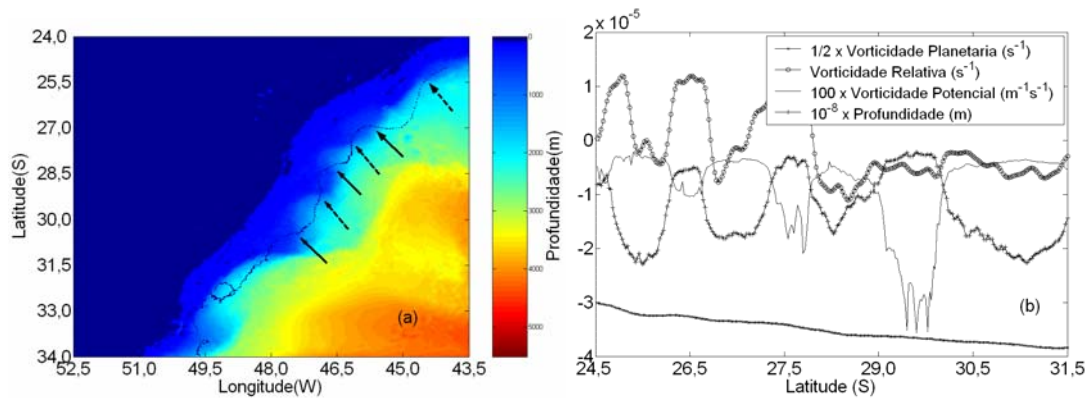
#### IV. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Evidências muito claras de conservação da vorticidade potencial podem ser observadas na Figura 2(a). As setas contínuas indicam a transição da trajetória de maiores profundidades para menores profundidades e de vorticidade negativa para positiva enquanto as setas pontilhadas indicam as respectivas contrapartidas. O esquema a seguir ilustra o processo: Pela conservação da Vorticidade Potencial:



$$\frac{\zeta_1 + f_1}{H_1} = \frac{\zeta_2 + f_2}{H_2} \rightarrow \zeta_2 = \frac{H_2}{H_1}(\zeta_1 - f_1) + f_2 ; \text{ como } H_2 < H_1; |f_1| < |f_2| \text{ e } \zeta < f \text{ (Fig. 2-b), isto}$$

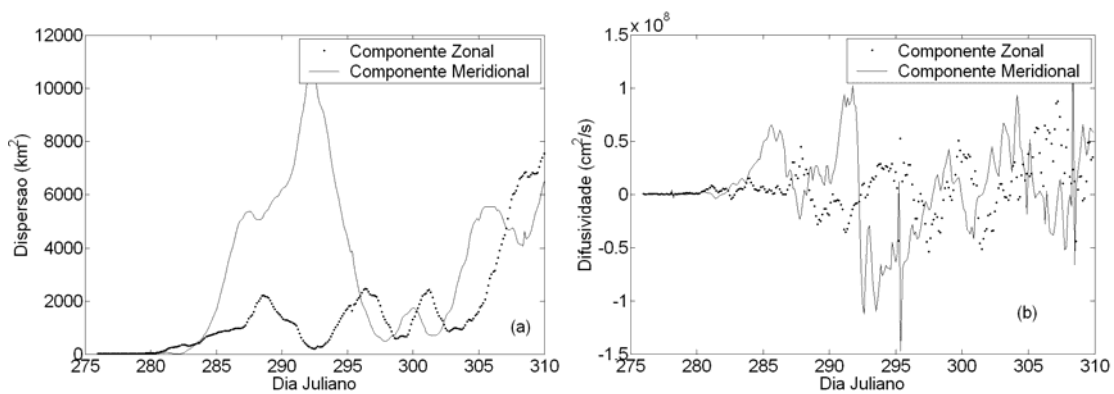
implica que a corrente ganhará vorticidade relativa positiva ( $\zeta_2 > 0$ ). Por raciocínio similar chega-se a vorticidade negativa quando o fluxo for de H2 para H1.



**Figura 2: Trajetória média seguida pelos 5 derivadores utilizados neste estudo sobreposta à batimetria (a) e evolução de  $\zeta$ , VP, f e profundidade ao longo da trajetória dos derivadores (b).**

A vorticidade relativa possui a mesma ordem de grandeza que a vorticidade planetária (Fig. 2-b) e contribui para atenuar o gradiente de VP (curva de  $\zeta$  e VP anti-simétricas). A importância de  $\zeta$  para a circulação já tem sido reportado: Assireu et al. (2002) indicaram que a frequência

inercial efetiva (contribuição de  $\zeta$  para a componente inercial) teria várias implicações importantes para os movimentos verticais na CB. Nakamura e Kagimoto (2006) mostraram que a contribuição de  $\zeta$  para VP varia entre 10 e 50% na Corrente da Flórida e outras correntes de contorno. Da Figura 2-b percebe-se também que até 29°S não há um gradiente significativo de VP, o que indica uma preferência das partículas em deslocarem-se ao longo deste campo, e assim, dificultando o seu "cruzamento".



**Figura 3: Componentes da dispersão (a) e da difusividade ao longo do tempo (b).**

Se o transporte for descrito por uma relação linear entre fluxo e gradiente num cenário de modestas variações na difusividade ( $k$ ), e os efeitos dos contornos e cisalhamentos forem negligenciáveis, então  $C_{nm}$  (Equação 2) deveria apresentar uma relação linear com o tempo. A Figura 3-a mostra que esta relação não se verifica. Isto aponta para o fato que nenhuma teoria baseada numa relação simples entre  $C$  e  $t$ , como é o caso da difusividade clássica, possa ser representativa para a complexa evolução mostrada na Figura 3-a. Portanto, deve-se suspeitar que tais teorias não se aplicam em muitas situações reais observadas nas camadas de superfície da CB. Note que ocorrem difusividades negativas (Fig. 3-b) o que indica a importância das convergências para o transporte nas camadas superficiais.

## V. CONCLUSÕES

Estatística de partículas par, utilizadas para descrever processos de dispersão como, por exemplo, de uma nuvem de contaminantes, indicam que o transporte de traçadores na região de estudo não pode ser modelado como difusão clássica. Os resultados indicaram que a dinâmica de superfície da CB não é necessariamente difusiva localmente; surpreendentemente, esta dinâmica apresentou aspectos antidifusivos o que deve estar associado a convergências de pequena escala. O movimento dos derivadores analisados foi regido pela conservação de vorticidade potencial. A importância da vorticidade relativa foi constatada. Assim, estimativas acuradas de vorticidade

potencial para serem utilizadas em análises dinâmicas dependem, além da climatologia dos dados hidrográficos, também de valores confiáveis de vorticidade relativa.

Em continuidade a este trabalho estarão sendo investigadas as condições que levam a instabilidades no comportamento típico esperado para a CB (trajetórias aproximadamente ao longo da linha de costa). Doze derivadores, dentre os trinta e nove observados, apresentaram trajetórias com comportamento substancialmente diferentes dos apresentados neste trabalho. Aspectos que podem influenciar a VP estarão sendo investigados: vorticidades induzidas por fricção lateral (por exemplo com águas costeiras), variação na espessura das isopcnais devido ao ganho de empuxo nas camadas superficiais ou perda de empuxo nas camadas inferiores, rotacional do vento, dentre outras.

## VI. AGRADECIMENTOS

À Eni Oil do Brasil pela disponibilização dos dados do PROJETO MONDO para o público em geral.

## VII. REFERÊNCIAS

ASSIREU, A. T.; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I.C.A., 2002. Bombeamento de Ekman sob influência da fricção lateral: seria mesmo necessário o rotacional do vento ou basta o vento? **II Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 10/USP**. São Paulo.

ARTHUR, R.S., 1965. On the Calculation of Vertical Motion in Eastern Boundary Currents from Determinations of Horizontal Motion. **J. Geophys. Res.**, **70(12)**, 2799-2802.

DAVIS, R.E., 1983. Oceanic property transport, Lagrangian particle statistics, and their prediction. **J. Mar. Res.**, **41**, 163-194.

FREELAND, H.J.; RHINES, P.B; ROSSBY, T., 1975. Statistical observations of the trajectories of neutrally buoyant floats in the North Atlantic. **J. Mar. Res.**, **33**, 383-404pp.

LACASCE, J.H., 2000. Floats and F/H. **J. Mar. Res.**, **58**, 61-95.

MCINTYRE, M.E., 1989. On the Antarctic ozone hole. **J. Atmos. Terr. Phys.**, **51**, 29-43.

NAKAMURA, M.; KAGIMOTO, T., 2006. Potential vorticity and eddy potential enstrophy in the North Atlantic Ocean simulated by a global eddy-resolving model. **Dynam. Atm. Oceans**, **41**, 28-59.

PEDLOSKY, J. 1987., Geophysical Fluid Dynamics. **Springer-Verlag, New York**, 710pp.

RICHARDSON, P.L., 1982. Gulf Stream paths measured with free-drifting buoys. **J. Phys. Oceanogr.**, **11**, 999-1010.

ROSSBY, H.T.; RISER, S.C.; MARIANO, J., 1983. The Western North Atlantic – a Lagrangian viewpoint, *in Eddies in Marine Science*, **A. R. Robinson, ed., springer-verlag, Berlin**, 609pp.

SALMON, R., 1998. Lectures on Geophysical Fluid Dynamics. **Oxford University Press**, 378 pp.

STEUR, L.; VAN LEEUWEN, P.J.; DRIJFHOUT, S.S., 2004. Tracer Leakage from Modeled Agulhas Rings., **J. Phys. Oceanogr.** **34(6)**, 1387-1399.