

Operação Antártica 28: Análise do acoplamento oceano-atmosfera a partir de dados *in situ*, do modelo regional ETA e de satélite na região da Confluência Brasil-Malvinas

Fernanda Casagrande¹; Ronald Buss de Souza¹; Luciano Pezzi²; Marina Azaneu³

¹ Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais (CRS) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) – Av. Roraima 1000 – Camobi – Santa Maria – RS – Brasil
email: fernanda.casagrande@crs.inpe.br; ronald@dsr.inpe.br

² Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) – Rd. Presidente Dutra, km 40 - Cachoeira Paulista – SP - Brasil
email: luciano.pezzi@cptec.inpe.br

³ Universidade Federal do Rio Grande (FURG) – Av. Itália km 8 – Rio Grande – RS - Brasil
email: m.azaneu@gmail.com

ABSTRACT: This paper presents data of wind speed and atmospheric pressure using data collected *in situ* in Antarctic Operation 28, and compares with data derived from satellite (QuikScat) and the ETA model. The results show that there coupled ocean-atmosphere due to the thermal contrast in the region of the Brazil-Malvinas Confluence. On warm water (cold) an increase (decrease) in wind speed is checked. The data of wind speed vary throughout the seasons of data collection analysis. The atmospheric pressure data from radiosondes and the ETA model showed a positive correlation.

Palavras-chave: Temperatura da superfície do mar, Interação oceano-atmosfera, radiossondas

1 – INTRODUÇÃO

No Oceano Atlântico Sudoeste, o encontro de duas correntes oceânicas com características distintas próximas aos 40 °S de latitude resulta em grande oceânica atividade de mesoescala. Nessa região, o encontro das águas quentes e salinas da Corrente do Brasil (CB) com as águas frias e menos salinas da Corrente das Malvinas (CM) forma a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM é considerada uma das regiões mais energéticas do Oceano Global devido aos fortes gradientes térmicos entre as CB e a CM (Chelton et al., 1990, Piola e Matano, 2001). Os contrastes térmicos entre as massas de água transportadas pela CB e CM contribuem para intensos gradientes de energia e fluxos verticais entre o oceano e a atmosfera que, por sua vez, afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica das camadas limites do oceano e da atmosfera (Small et al., 2008; Pezzi et al., 2009). Os processos turbulentos que ocorrem em pequena escala espacial e temporal podem induzir a variações e evolução de processos de grande escala. Os processos de grande escala têm influência direta dos fenômenos meteorológicos e oceanográficos que afetam a região costeira da América do Sul. Seja pela peculiaridade da dinâmica do oceano ou importância de seus dados como entrada de modelos numéricos, a CBM é entendida como uma das áreas-chave para melhor entender e prever o clima das regiões sul e sudeste do Brasil (Pezzi e Souza, 2009).

Pezzi et al. (2009), usando dados *in situ* na região da CBM sugerem que, na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região, a frente oceânica que caracteriza a região da CBM irá modular a Camada Limite Atmosférica (CLA). Ela torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de momento para baixo; o cisalhamento vertical do vento na CLA é reduzido e, conseqüentemente, ventos mais intensos ocorrem na superfície do mar. Linzen e Nigam, (1987), trabalhando no Oceano Pacífico Equatorial, atribuem a modulação dos ventos em superfície a variações atmosféricas

moduladas pela presença das ondas de instabilidades tropicais expressas pela variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM).

Meandramentos, ejeção de vórtices e processos de instabilidade são comumente presentes em Correntes de Contorno Oeste (CCOs) que se separam da costa. Em particular, isso é muito importante para correntes que se separam em retroflexão. O exemplo de retroflexão de CCO no Atlântico Sul é a separação da CB que ocorre na CBM. Conforme Garzoli e Garraffo (1989), a CB flui quase meridionalmente para sul até aproximadamente 36 °S onde começa sua separação do continente estendendo-se até 38 °S. Esta separação ocorre devido à confluência das águas da CB e CM. Os autores descrevem que esse é talvez o caso mais evidente de convergência de duas correntes de contorno oeste do Oceano Global, sendo associado a intensa atividade vortical.

Olson et. al. (1988), valendo-se de observações de derivadores e imagens de satélites, estudaram a variabilidade de mesoescala da CBM. Esses autores encontraram que os comprimentos de onda típicos dos meandros observados abrangiam 400 a 500 km e concluíram também que o lóbulo principal de retroflexão da CB frequentemente se alonga para sul e emite grandes vórtices anticiclônicos dentro do giro subpolar. Os vórtices são importantes elos de intercâmbio de propriedades físicas, químicas e biológicas entre águas de origem subantártica e subtropical e, por conseguinte, exercem uma forte influência nos padrões climatológicos oceânicos regionais.

Devido aos intensos gradientes horizontais termais de TSM, a região da CBM oferece uma oportunidade única para o estudo do acoplamento oceano-atmosfera (OA). Nesse sentido, o programa INTERCONF (Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência Brasil-Malvinas), tem realizado esforços visando entender melhor a modulação da CLA pelos gradientes termais oceânicos presentes na CBM. Desde o ano de 2002, o INTERCONF realiza estudos *in situ* na região da CBM coletando dados atmosféricos e oceanográficos durante a derrota do Navio de Apoio Oceanográfico (NApOc.) Ary Rongel desde o Brasil até a Antártica cruzando a região da CBM. O objetivo desse trabalho é analisar a variação do vento e da pressão ao nível do mar (PNM) na região da CBM a partir dos dados da Operação Antártica 28 (OP28), realizada em novembro de 2009. Adicionalmente, o trabalho apresentado aqui compara os dados coletados *in situ* e derivados de satélite a saídas do modelo numérico regional ETA, visando verificar a eficácia do modelo ETA em representar a variação do vento sobre sistemas oceânicos de mesoescala que estão presentes na região de estudo.

2 - MATERIAL E MÉTODOS

Neste artigo foram utilizados dados de velocidade do vento coletados a partir de radiossondas na região da CBM durante a OP28, a bordo do NApOc. Ary Rongel nos dias 2, 3 e 4 de novembro de 2009. Adicionalmente, para as mesmas datas (e horários próximos) - Tabela 1, foram utilizados dados de velocidade do vento derivados do escaterômetro *SeaWinds* a bordo do Satélite *QuikSCAT* (resolução espacial de 25 km) e do modelo regional atmosférico ETA (resolução espacial 20 km). Os dados de TSM foram obtidos a partir do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo dos satélites da série *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), com resolução espacial de 4 km.

Foram utilizados dados de PNM derivados do modelo regional ETA e das radiossondas, e o método utilizado para calcular a correlação entre as duas variáveis foi a Correlação de Pearson.

Tabela 1 – Posição e data das estações de coleta de dados a bordo do NApOc. Ary Rongel, para longitude fixa de 52.5 °W.

Data	Número de lançamentos de radiossondas e posição
02/11/2009	4 (38 °S – 40,4 °S)
03/11/2009	5 (40,9 °S - 43,3 °S)
04/11/2009	4 (43,6 °S – 44,7 °S)

3 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Figura 1 apresenta a derrota do NApOc. Ary Rongel na OP28 sobre uma imagem AVHRR. Nota-se a presença marcante de estruturas típicas de mesoescala, como a região da retroflexão da CB na CBM e a presença de um vórtice quente destacado da CB numa região de águas mais frias típicas da CM. TSM mais quente ocorre nas latitudes entre 38 °S e 39 °S.

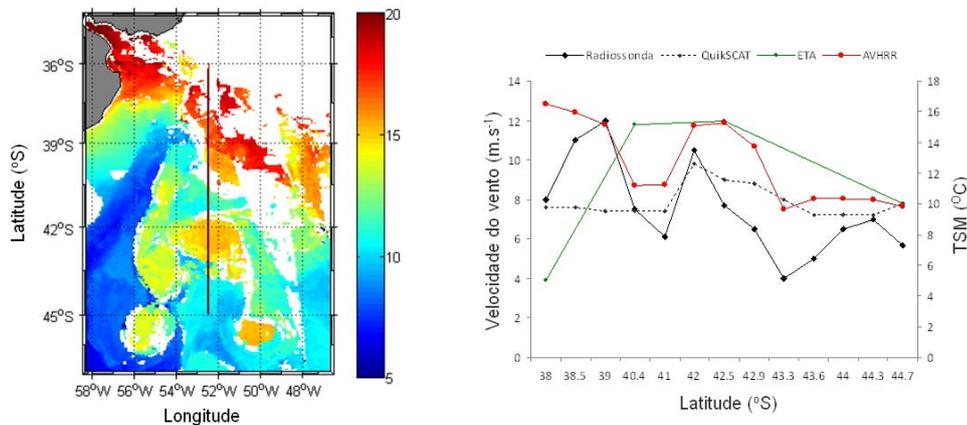


Figura 1 - (esq.) derrota do NApOc. Ary Rongel durante a OP28 sobreposta a uma imagem AVHRR de 01/11/2009, média de 7 dias. (dir.) dados velocidade do vento ao longo da derrota do navio obtidos pelo escaterômetro *SeaWinds* (média de 7 dias), pelo modelo regional ETA, e a partir de dados coletados *in situ* (radiossondas), nos dias 2, 3 e 4 de novembro de 2009, longitude fixa de 52.5 °W .

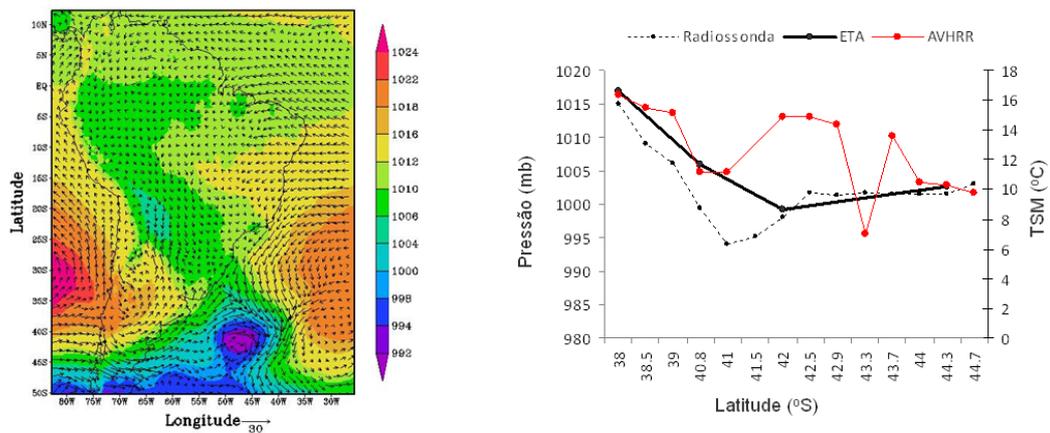


Figura 2 – (esq.) PNM sobreposta ao campo de vento (m/s), para o dia 03/11/2009, às 12Z. (dir.) PNM (mb), para os dados coletados *in situ* (radiossondas) e para os dados do modelo regional ETA, para os dias 2, 3 e 4 de novembro de 2009, longitude fixa de 52.5 °W.

Tomando os dados das radiossondas como verdade de campo, os dados do *SeaWinds* subestimam os valores de velocidade do vento nessa região quente da frente oceanográfica entre a CB e a CM. Essa situação já foi reportada (JPL, 2001). É necessário considerar que estimativa de satélite apresenta limitações como, por exemplo, contaminação dos dados em presença de chuva, tendência de subestimativa de ventos fortes e dificuldade em detectar situações de calmaria. Essas limitações se referem ao princípio de funcionamento do escaterômetro, que se baseia em estimar os ventos a partir da rugosidade do oceano. Já os dados do modelo regional ETA tendem a superestimar os dados reais, embora tenham sido aptos a descrever a tendência de diminuição (aumento) da magnitude do vento entre as porções quente e fria da frente, respectivamente (Fig. 1, esq.).

Nas latitudes de transição entre as águas quentes da CB e o vórtice quente apresentam marcada diminuição da TSM, acompanhada da diminuição da intensidade do vento observada a partir dos dados *in situ* (~12 m/s em 39 °S e ~6 m/s em 41 °S). Nessas latitudes, os dados do ETA e do *SeaWinds* superestimam os valores de intensidade do vento.

Sobre o vórtice quente em aproximadamente 42 °S a 43.1 °S, ocorre uma intensificação da intensidade do vento. Nas latitudes abaixo do local onde o vórtice é encontrado segue uma diminuição da intensidade do vento sobre as águas frias sugerindo o acoplamento sinótico da atmosfera devido à presença dessa estrutura típica de mesoescala no oceano. Sobre o vórtice quente (em 42 °S) a TSM é de ~15 °C e a intensidade do vento é ~10 m/s. Mais ao sul a TSM cai para ~10 °C e intensidade do vento cai para ~4 m/s. Ainda sobre o vórtice, os dados do *SeaWinds* e do ETA superestimaram a intensidade do vento em relação aos dados de radiossonda, mas são aptos a mostrar a esperada modulação da CLA sobre a estrutura.

Sobre as águas frias da CM, os dados de satélite mostram valores superiores em relação aos dados coletados pelas radiossondas. No entanto, todos os dados apontam para a diminuição da intensidade do vento quando ocorre uma diminuição da TSM e vice-versa. Apesar de apresentarem variação quantitativa em relação aos valores encontrados pelos diferentes dados utilizados, confirma-se os resultados anteriores de Pezzi et al. (2005, 2009) e Acevedo et al. (2010) que demonstram a modulação do vento pelo gradiente de TSM em escala sinótica. Esse tipo de modulação é coerente com o que acontece em outras regiões do de frentes oceanográficas do Oceano Global. Variações nos valores entre os diferentes dados usados aqui são esperadas, uma vez que os esses apresentam diferentes resoluções espaciais e, as comparações foram também realizadas com dados coletados em horários próximos mas nem sempre coincidentes.

O papel da PNM na modulação da intensidade do vento em superfície em regiões de frente oceanográfica é ainda uma questão em aberto. A recente revisão apresentada por Small et al. (2008) e o trabalho de Linzen e Nigam (1987) sugerem uma segunda hipótese de ajuste do vento à condição oceânica: esse ocorreria devido a variações do gradiente de pressão, causado pela diferença da temperatura do ar em cada lado da frente oceanográfica. Segundo essa hipótese, baixas (altas) pressões são encontradas sobre as águas mais quentes (frias) e, conseqüentemente, ventos superficiais mais intensos são encontrados nos locais de alta pressão ou de gradientes de TSM mais acentuados. Pezzi et al. (2009) mostraram em seus resultados que para algumas situações verificadas *in situ* essa teoria se confirma. Em outras, porém, o mesmo não ocorre. Os autores salientaram que a maioria das mudanças observadas na PNM na região da CBM são, de fato, determinadas pela configuração sinótica da atmosfera. Conforme a Figura 2, no caso estudado aqui, essa hipótese da diminuição da PNM sobre as águas quentes não se confirma devido à presença de um sistema de baixa pressão centrado em ~41 °S, 46 °W. A Figura 2 (dir.) mostra maiores valores de pressão sobre as águas quentes. Os dados do modelo regional ETA, quando comparados aos dados das radiossondas, apresentam valores semelhantes ao sul de 42 °S. Um pequeno aumento é verificado em latitudes mais baixas. A correlação entre a PNM derivada do ETA e medida pelas radiossondas é alta (~ 0.95).

4 – CONCLUSÕES

Os dados derivados de satélites e de modelos numéricos são importantes instrumentos para o estudo da região da CBM, devido a escassez de dados *in situ*. Nesse trabalho, dados observados *in situ* a partir de radiossondas e estimados por satélite pelo sensor *SeaWinds*, são comparados a saídas do modelo regional ETA. Todos os dados mostram que a atmosfera é sensível às variações de TSM, enfatizando a forte modulação da CLA pelo gradiente de TSM típico da região da CBM. Como esperado no entanto, os dados do modelo e de satélite apresentaram algumas variações em relação aos dados *in situ*. Demonstra-se também um acoplamento OA sobre um vórtice de mesoescala. Os resultados apresentados aqui fazem parte de um esforço inédito para entender o papel do Oceano Atlântico Sudoeste no tempo e clima do Brasil.

5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O.C.; PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G.A; (2009) Atmospheric Boundary Layer Adjustment to the Synoptic Cycle at the Brazil-Malvinas Confluence. *Journal of Geophysical Research*.

CHELTON, D.B., SCHLAX, M.G., WITTER, D.L., & RICHMAN, J.G. (1990) GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 95, 17,877-17,903.

GARZOLI SF & GARRAFO Z. 1989. Transport, frontal motion and eddies at the Brazil-Malvinas Confluence. *Deep Sea Res.*, 36(5): 681-702.

JPL PO.DAAC. SeaWinds on QuikSCAT Level 3 Daily, Gridded Ocean Wind Vectors (JPL SeaWinds Project), 39p., 2001.

LINDZEN, R. S; NIGAM, S. On the role of Sea Surface Temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17), 2418–2436, 1987.

OLSON, D.B., G.P. PODESTÁ, R.H. EVANS, O. B. BROWN (1988) Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Research*, 35, 1971-1990.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.E.K.; MATA, M.M.; GARCIA, C.A.E.; CAMARGO, R. (2009). Multi-year measurements of the Oceanic and Atmospheric Boundary Layers at the Brazil- Malvinas Confluence Region. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, doi:10.1029/2008JD011379.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. (2009) Variabilidade de meso-escala e interação Oceano Atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: Iracema F. A. Cavalcanti; Nelson J. Ferreira; Maria Assunção F. Dias; Maria Gertrudes A. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. 1a ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p 385-405.

PIOLA, A. R., and R. P. MATANO (2001), Brazil and Falklands (Malvinas) currents, in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, edited by S. A. Thorpe, pp. 340– 349, Elsevier, New York.

SMALL, R. J., S. P. de SZOKE, S. P. XIE, L. O'NEIL, H. SEO, Q. SONG, P. CORNILLON, M. SPALL, and S. MINOBE (2008), Air-sea interaction over ocean fronts and eddies, *Dyn. Atmos. Oceans*, 45, 274– 319, doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.