

RELAÇÃO ENTRE O MODO EQUATORIAL E A TENDÊNCIA DE AQUECIMENTO DA BACIA ATLÂNTICA TROPICAL

MARLOS GÓES¹, CÁSSIO N. CAMPOS, ANDRÉA S. TASCHETTO & ILANA WAINER.
 Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
 Praça do Oceanográfico, 191 – Cidade Universitária.
 CEP: 05508-900 – São Paulo – SP.
¹marlos@usp.br

RESUMO

Este trabalho visa identificar eventos extremos frios e quentes que ocorreram no Oceano Atlântico Tropical usando dados de temperatura da superfície do mar (TSM) desde 1964 até 1999. Aplicando a técnica de decomposição em funções ortogonais empíricas (EOF) identificou-se o modo equatorial como o principal padrão de variabilidade e ainda observou-se que este modo está associado com o resfriamento ou aquecimento generalizado de toda a bacia. A classificação dos eventos quentes e frios foi realizada através da série temporal das anomalias de TSM para a área de 20°W-5°W e 6°S-2°N. Considera-se um evento extremo aquele com anomalias mensais maiores que 1°C. Um ponto importante aqui ressaltado é a presença de uma tendência positiva na série temporal mencionada e a influência desta tendência na distribuição temporal dos eventos.

PALAVRAS-CHAVES: Atlântico, equatorial, tendência, tropical, quente.

ABSTRACT

Relationship Between the Equatorial Mode and the Tropical Atlantic Basin Warming Trend

This work aims to identify extreme cold and warm events that occurred in Tropical Atlantic Ocean using SST data since 1964 through 1999. The application of Empirical Orthogonal Functions (EOF) techniques revealed the equatorial mode as the main variability pattern, which is associated with a cooling or warming of the whole basin. The warm and cold events classification was reached through the use of SST anomalies time series averaged for the 20°W-5°W and 6°S-2°N area. Monthly anomalies greater than 1°C were selected as characterizing extreme events. An important issue presented here is the positive trend observed in time series mentioned above and the influence of this trend over the temporal events distribution.

KEYWORDS: Atlantic, equatorial, trend, tropical, warm.

1 – INTRODUÇÃO

A variabilidade do Atlântico tropical tem sido alvo crescente de pesquisas nas últimas décadas. Diferente daquela do Pacífico, que apresenta um sinal interanual (3-5 anos) dominante representado pelo ENSO, a variabilidade do Atlântico apresenta o pico maior na escala sazonal (Merle *et al.* 1980). Em escalas de tempo maiores, o Atlântico apresenta dois modos dominantes: um modo interanual equatorial, semelhante ao ENSO do Pacífico, e um modo decadal, apontado em vários estudos como um gradiente inter-hemisférico de temperatura da superfície do mar (TSM) simétrico em relação a ZCIT, conhecido como dipolo do Atlântico (Servain 1991).

O modo equatorial ocorre com uma frequência de 3 a 8 anos, e está associado com a dinâmica oceânica. Mudanças na componente zonal dos ventos alísios na região equatorial oeste causam um ajuste da termoclina e mudam o padrão de ressurgência equatorial. Ondas de Kelvin equatoriais são disparadas e atravessam a bacia atlântica em questão de semanas. Parte da energia dessas ondas é refletida como ondas de Rossby e parte é aprisionada na costa africana como ondas de Kelvin costeiras, dirigindo-se para os pólos gerando uma resposta leste-oeste em latitudes mais altas (Moore & Philander 1977). Os eventos associados com o modo equatorial têm importantes consequências sócio-econômicas locais, por exemplo, o impacto na pesca de atum em mar aberto, bem como a distribuição de diversas espécies pelágicas ao longo da costa africana. Áreas costeiras adjacentes sentem o impacto da variação da temperatura do oceano como mudanças na distribuição regional e na intensidade de precipitação (Servain *et al.* 1998).

No presente trabalho obteve-se como padrão dominante de variabilidade o modo equatorial. Este modo representa um padrão de aquecimento ou resfriamento de toda bacia Atlântica. Verificou-se também a ocorrência de eventos extremos, quentes e frios no Atlântico, estes eventos extremos estão associados ao modo equatorial. De modo semelhante a Carton & Huang (1994), que realizaram a identificação e caracterização de eventos quentes onde o ano de 1984 foi apontado como anormalmente quente, aqui, contando com dados atuais, identificou-se eventos extremos quentes e frios. São ressaltadas a tendência positiva observada na série de anomalia de TSM e a influência desta na distribuição temporal dos eventos extremos.

2 – MATERIAIS E MÉTODOS

Dados

Os dados de TSM utilizados são baseados em médias mensais de janeiro de 1964 até dezembro de 1999 numa grade de 2° de longitude por 2° de latitude (Servain & Lukas 1990). A área de estudo se estende de 30°N a

20°S e de 60°W à costa africana. Esses dados têm como componentes medições realizadas por navios mercantes do sistema VOS (Volunteer Observing Ship) e são obtidas do National Climatic Data Center (NCDC) e do National Meteorological Center (NMC). Os dados podem ser adquiridos pela Internet no endereço <http://www.coaps.fsu.edu/WOCE/SAC/atlantic/index.html>.

O Método das EOFs

O método das Funções Ortogonais Empíricas (EOF - *Empirical Orthogonal Functions*) é muito utilizado para se obter os principais padrões espaciais de variabilidade, sua variação no tempo, e a quantificação da importância relativa desses padrões. Este método baseia-se na resolução do problema de autovalores da matriz de covariância do campo de anomalias de TSM. O cálculo dessas anomalias é realizado retirando-se o ciclo sazonal médio do campo original de TSM através da subtração do valor de TSM de cada mês pelo respectivo valor do mês climatológico.

Assim sendo, dada a matriz de dados de anomalias $X_{n \times m}$ para n meses em m pontos, a matriz de correlação fica $C=(1/n)X^T X$. Os autovetores são encontrados a partir da seguinte decomposição $CP=P\Lambda$, onde P é a matriz de autovetores e Λ é a matriz de autovalores. Os autovetores são ortogonais entre si e representam padrões espaciais estacionários ou mapas de variabilidade (EOF). A variância explicada por cada EOF é dada pelo respectivo autovalor (λ_i). A evolução temporal de uma EOF é dada pelos coeficientes de expansão, calculados projetando-se cada autovetor (p_i) sobre o campo original, ou seja, $Y_i=p_i X$. Os autovalores (EOFs) e os coeficientes de expansão constituem o modo de variabilidade. Preisendorfer (1988) descreve em detalhes o método da EOF aplicado em meteorologia e oceanografia.

O intervalo de confiança das EOFs foi calculado segundo o método descrito em Johnson & Wichern (1998). Os autores afirmam que para grandes amostras a distribuição de cada $\hat{\lambda}_i$ é assintoticamente $N(\lambda_i, 2\lambda_i^2/n)$, e o intervalo simultâneo de confiança de Bonferroni dos m primeiros autovalores pode ser dado por:

$$\frac{\hat{\lambda}_i}{\left(1 + z\left(\frac{\alpha}{2m}\right)\sqrt{\frac{2}{n}}\right)} \leq \lambda_i \leq \frac{\hat{\lambda}_i}{\left(1 - z\left(\frac{\alpha}{2m}\right)\sqrt{\frac{2}{n}}\right)}$$

Os valores adotados neste cálculo foram $m=2$ autovalores, intervalo de confiança de $100(1-\alpha)\% = 95\%$ e $n=432$ representando o número de meses do período estudado (desde 1964 a 1999). Assim, o valor de probabilidade da distribuição normal é $z(\alpha/2m)=z(0.0125)=2.24$.

3 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Figura 1 apresenta os dois primeiros modos de EOF das anomalias de TSM do Atlântico Tropical. A primeira EOF explica 26% da variabilidade da TSM e está associada ao aquecimento ou resfriamento de toda a bacia. A segunda EOF, que explica 16% da variabilidade total, corresponde ao modo do “Dipolo Atlântico”. De acordo com a definição descrita no item anterior, as EOFs são significativas num intervalo de confiança de 95%, pois $22\% \leq \lambda_1 \leq 30\%$ e $14\% \leq \lambda_2 \leq 19\%$.

A série temporal de anomalias de TSM apresentada na Figura 2 foi obtida da média da área equatorial compreendida entre as latitudes de 6°S e 2°N e longitudes de 20°W a 10°E semelhante ao critério adotado anteriormente por Zebiak (1993). Essa região facilita a identificação dos episódios extremos por ser uma área de grande variabilidade em torno do equador (Carton & Huang 1994).

O critério de seleção dos anos extremos foi a ocorrência das anomalias de TSM com módulo superior a 1°C por mais de 1 mês. Por essa definição os anos de 1964, 1965, 1967 e 1976 foram definidos como os anos frios e os de 1984, 1987, 1997, 1998 e 1999 como anos quentes. Deste modo antes de 1980 ocorreram os 4 episódios frios do período estudado, enquanto após essa data ocorreram os 5 episódios quentes. Tal fato deve estar associado à clara tendência positiva da série. As anomalias são predominantemente negativas antes de 1984 e tornam-se basicamente positivas após essa data. Obteve-se pelo método dos mínimos quadrados um aumento de temperatura de 0,022°C/ano totalizando 0,796°C durante todo o período estudado.

Os episódios quentes aqui selecionados apresentaram uma proximidade com a ocorrência dos episódios do El-Niño no Pacífico. O episódio quente de 1984 foi logo após o El-Niño de 1982-1983, assim como o episódio de 1987 ocorreu após o El-Niño 1986-1987 e, finalmente, o evento quente de 1998 foi após o El-Niño de 1997-1998. Embora o evento mais frio observado (1976) tenha coincidido com o episódio de La-Niña de 1975-1976, não se pode vincular claramente os outros eventos frios com esse fenômeno. Apesar de tais coincidências, a maior correlação da série de anomalia de TSM com o Índice da Oscilação Sul não ultrapassa 0,3.

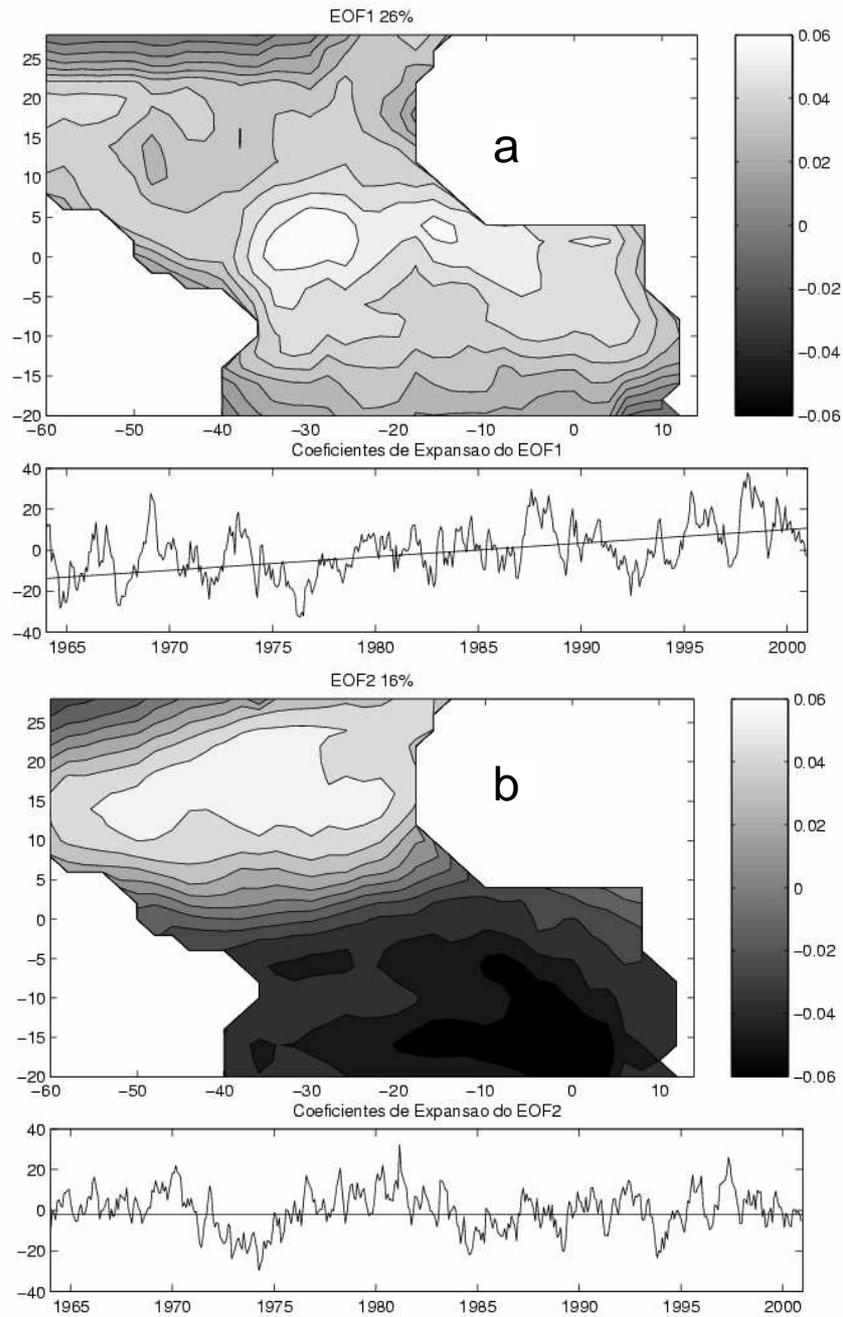


FIGURA 1 – (a) Primeiro e (b) segundo modo da EOF computada para anomalias de TSM (1964 até 1999).

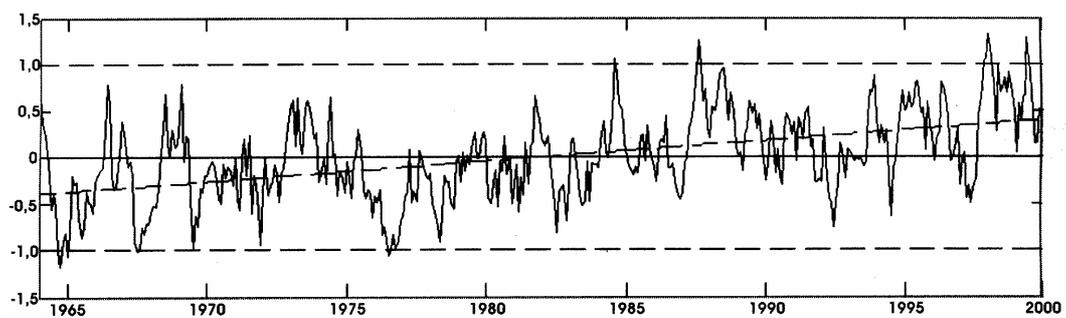


FIGURA 2 – Série temporal de anomalias de TSM para 2°N-6°S e 20°W-10°E. Unidades em °C.

Outro ponto interessante observado e ainda a ser explicado é quanto ao início dos eventos extremos, que ocorrem geralmente no verão boreal, tipicamente em agosto. Esta característica sazonal deve estar ligada ao regime de ventos alísios atuando na circulação oceânica desta região. Um enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios na região equatorial pode causar um enfraquecimento (fortalecimento) da circulação nesta região e uma diminuição (aumento) da inclinação da termoclina equatorial, levando aos eventos extremos quentes e frios respectivamente. Para facilitar a visualização um mapa das principais correntes oceânicas presentes na bacia Tropical Atlântica é apresentado na Figura 3. Recentes trabalhos numéricos (Góes 2001) indicam que nos eventos extremos frios há um fortalecimento da circulação na região equatorial visto principalmente na Corrente Sul Equatorial (CSE) e na Subcorrente Equatorial (SCE). O aumento do transporte dessas correntes aumenta o cisalhamento entre elas aumentando o transporte vertical de água fria. Esta água fria é então espalhada pela superfície para oeste em forma de uma língua fria pela própria CSE, contribuindo, desta forma, para o aumento da língua fria sazonal que ocorre durante o verão boreal. Por outro lado, durante os eventos quentes, há um enfraquecimento da CSE e da SCE. Assim, pelo mesmo mecanismo citado, o transporte vertical diminui, ocorrendo a supressão da língua fria sazonal.

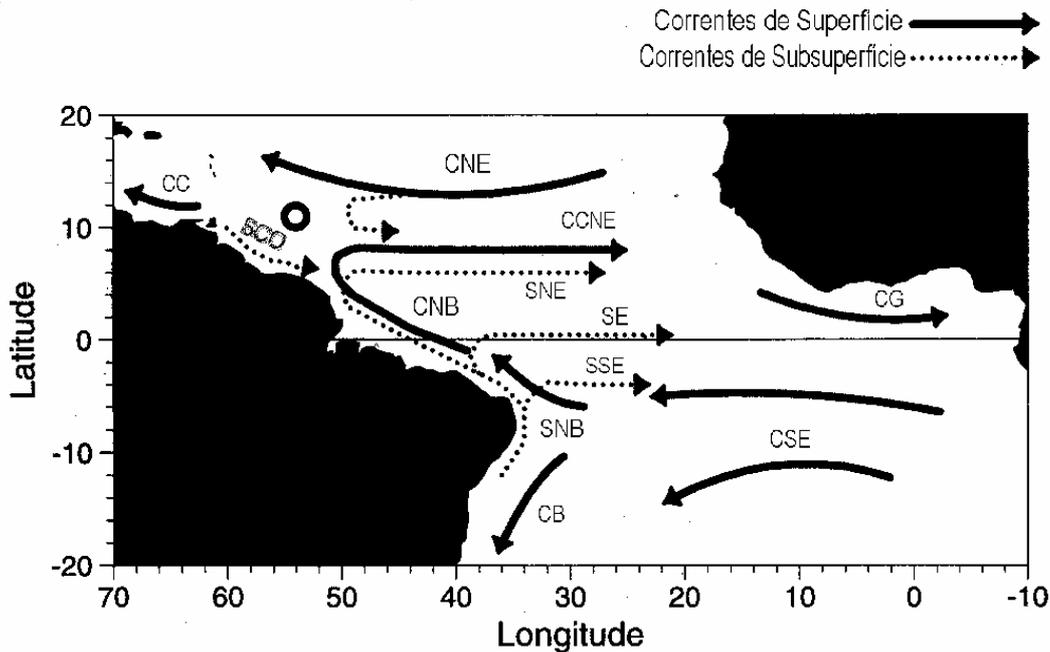


FIGURA 3 – Principais correntes atuando na bacia Atlântica Tropical. Correntes de superfície (setas contínuas): CG – Corrente da Guiné, CSE – Corrente Sul Equatorial, CB – Corrente do Brasil, CNB – Corrente Norte do Brasil, CCNE – Contracorrente Norte Equatorial, CNE – Corrente Norte Equatorial, CC – Corrente do Caribe. Correntes de sub-superfície: SNB – Subcorrente Norte do Brasil, SSE – Subcorrente Sul Equatorial, SCE – Subcorrente Equatorial, SNE – Subcorrente Norte Equatorial, SCO – Subcorrente de Contorno Oeste.[fonte: Góes (2001)]

4 – CONCLUSÃO

A série de anomalias de temperatura apresenta uma visível tendência que está associada com a primeira EOF, de modo que os resfriamentos anômalos observados no início da série eram mais intensos e, no final da série (após a década de 1980), os aquecimentos anômalos é que se tornaram mais notáveis. Tendências como esta também podem ser observadas em outros conjuntos de dados como o da Silva (da Silva *et al.* 1994) e o GOSTA (Bottomley *et al.* 1990). Alguns autores associam a tendência positiva da TSM a uma variabilidade natural, efeitos antropogênicos ou mesmo a combinação dos dois (Cane *et al.* 1997). Outros autores consideram que as tendências são provenientes das mudanças nas técnicas de medidas e do aumento no número de observações (Folland & Parker 1995). Nós não descartamos tendências introduzidas pelas técnicas observacionais, mas neste caso a tendência observada parece ser um sinal climático robusto, pois este se repete em diversos conjuntos de dados mesmo após o devido tratamento dos mesmos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho só se viabilizou graças ao suporte da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).

LITERATURA CITADA

- BOTTOMLEY, M, CK FOLLAND, J HSIUNG, RE NEWELL, & DE PARKER. 1990. Global Ocean Surface Temperature Atlas "GOSTA". Meteorological Office, Bracknell, UK and the Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, EUA. 20p e 313 fig.
- CANE, MA, AC CLEMENT, A KAPLAN, Y KUSHNIR, D POZDNYAKOV, R SEAGER, SE ZEBIAK & R MURTUGUDDE. 1997. Twentieth-century sea surface temperature trends. *Science*, 275: 957-960.
- CARTON, JA & B HUANG. 1994. Warm events in the tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 888-893.
- DA SILVA, A, AC YOUNG & S LEVITUS. 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994, vol. 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Dep. of Commer., Washington, DC.
- FOLLAND, C & DE PARKER. 1995. Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 319-367.
- GÓES, M. 2001. Circulação no Atlântico Tropical para Eventos Extremos. Dissertação de Mestrado – Instituto Oceanográfico da USP, São Paulo. 87p.
- JOHNSON, RA & DW WICHERN. 1998. Applied Multivariate Statistical Analysis. Prentice Hall, New Jersey, 4ª ed., p. 487.
- MERLE, J, M FIEUX & P HISARD. 1980. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic. *Deep Sea Res., GATE suppl.*, 26: 77-101.
- MOORE, DW & SGH PHILANDER. 1977. Modeling the equatorial oceanic circulation. In: *The Sea*. Vol. VI, Wiley Interscience, New York, 319-361.
- PREISENDORFER, RW. 1998. Principal component analysis in meteorology and oceanography. Elsevier, New York. 425p.
- SERVAIN, J & S LUKAS. 1990. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature 1985-1989. Service de la Documentation et des Publications (S.D.P.), IFREMER, Plouzané, France. 1-133.
- SERVAIN, J. 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, 96: 15137-15146.
- SERVAIN, J, I WAINER & A DESSIER. 1998. Évidence d'une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical. *C. R. Academy of Sciences, Paris. Sciences de la Terre et des Planètes*, 327:1-8.
- ZEBIAK, S. 1993. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Climate*, 6: 1567-1586.

Entrada: 03/04/2002
Aceite: 21/03/2003

