

Características Atmosféricas e Oceânicas Observadas Durante os Eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical

Everaldo Barreiros de Souza
Divisão de Tempo e Clima - Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME
Av. Bezerra de Menezes, 1900, Fortaleza-CE-Brasil CEP-60325-002
Fax: (085) 287-1165 - Email: everaldo@zeus.funceme.br
Paulo Nobre
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE
Rod. Pte. Dutra, Km 40, Cachoeira Paulista-SP-Brasil CEP-12630-000
Email: pnobre@cptec.inpe.br

Abstract

The so-called Dipole Pattern is characterized by a north-south interhemispheric gradient in sea surface temperature (SST), due this mode involves spatially coherent SST variations with opposite sign in each hemisphere, between about 5N-25N and 5S-25S, over the tropical Atlantic Ocean. The anomalous SST patterns associated with Atlantic Dipole significantly affect the position and intensity of the Intertropical Convergence Zone, and thus exert a considerable influence on the regional climate and rainfall of any continental regions localized in the Americas and Africa (e.g., Northeast Brazil, Sahel and Ghana). In this work is used the composites analyses to investigate the spatial variability of the atmospheric and oceanic characteristics (and its possible relationship) associated with Atlantic Dipole events. The events was selected by temporal series of the SST standardized indices calculated for north and south Atlantic Basins (methodologies report in Servain, 1991).

1 Introdução

Um dos principais modos de variabilidade de grande escala, observados sobre a Bacia do Atlântico tropical, é o conhecido na literatura como o Padrão de Dipolo de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM), o qual foi detectado por várias pesquisas científicas que abordaram análises observacionais e estatísticas (Hastenrath e Heller, 1977; Servain, 1991; Nobre e Shukla, 1995) e simulações numéricas (Mouya e Shukla, 1981; Huang et al., 1994). O Dipolo do Atlântico configura-se como um padrão de anomalias de TSM apresentando sinais opostos ao norte e ao sul do equador sobre o Atlântico tropical. Essa estrutura anômala de TSM gera a existência de um forte gradiente termal norte-sul e inter-hemisférico, o qual influencia diretamente a posição e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no Atlântico equatorial, e portanto, afeta significativamente o clima e principalmente a distribuição de precipitação de algumas áreas continentais adjacentes, tais como, as regiões do Sahel e Ghana na África (Palmen, 1986; Parker et al., 1988; Ankomah e Cordery, 1994), o leste da Amazônia (Alves et al., 1993) e principalmente o Nordeste Brasileiro (Nobre, 1993).

Neste trabalho objetiva-se fazer uma análise, sob o ponto de vista observacional, da variabilidade espacial associada com as características atmosféricas e oceânicas médias (ênfatisando-se as eventuais inter-relações existentes entre essas variáveis) durante a manifestação dos eventos do Padrão de Dipolo que se configuraram sobre o Atlântico tropical.

2 Dados e Metodologia

Os dados utilizados neste trabalho foram extraídos da mais nova versão do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS), o qual foi compilado por Da Silva et al. (1995) e contém médias mensais em ponto de grade global com espaçamento de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de latitude-longitude e referente ao período de janeiro de 1945 a dezembro de 1993.

O critério de seleção dos eventos do Padrão de Dipolo adotado neste trabalho, baseou-se na metodologia descrita em Servain (1991), ou seja, foram calculados os índices dos desvios normalizados de TSM, construídos para as áreas chaves (associadas ao Padrão de Dipolo) localizadas ao norte ($5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{W}$) e ao sul ($2^{\circ}\text{S}-22^{\circ}\text{S}/25^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$) da Bacia do Atlântico tropical. Assim, a partir da série temporal dos índices normalizados médios mensais de TSM (Figura 1), foram selecionados os anos que apresentaram simultaneamente o sinal positivo ao norte e negativo ao sul do Atlântico, ou vice-versa (característica associada ao Padrão de Dipolo).

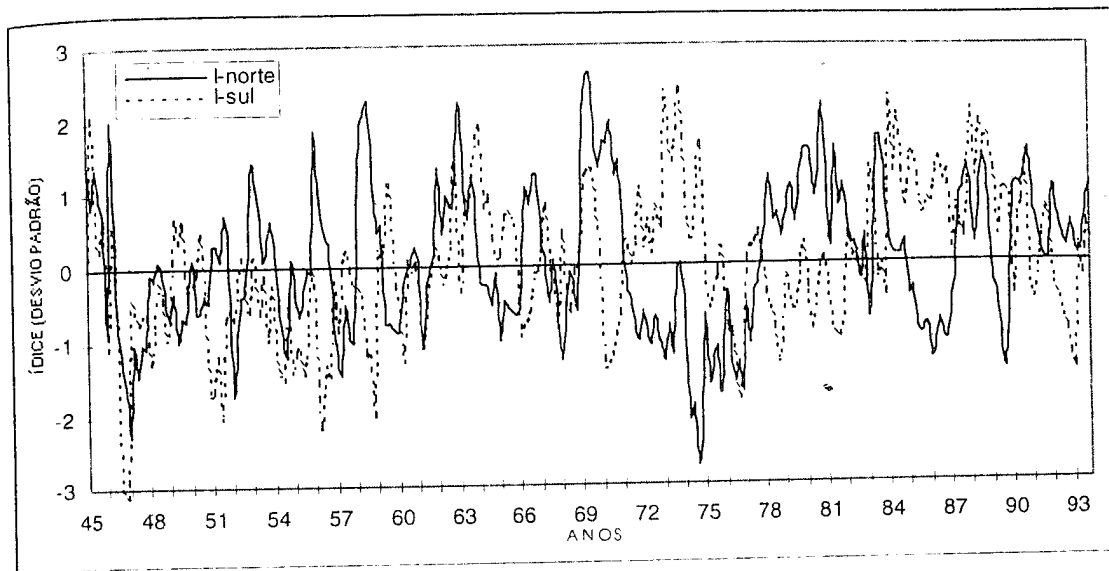


Fig. 1 - Série temporal dos índices normalizados médios mensais de TSM para as áreas ao norte (linha sólida) e ao sul (linha pontilhada) do equador sobre o Atlântico tropical.

Na Tabela 1 relaciona-se os anos em que se observaram os eventos do Dipolo no Atlântico, os quais foram divididos em dois sub-períodos distintos que se convencionou denominar de Fase Positiva e Fase Negativa do Padrão de Dipolo, caracterizadas como a seguir:

Fase Positiva



O padrão de anomalias de TSM se configura com sinal positivo ao norte e negativo ao sul do equador sobre o Atlântico Tropical

Fase Negativa



O padrão de anomalias de TSM se configura com sinal negativo ao norte e positivo ao sul do equador do sobre o Atlântico Tropical

Tabela 1 - Relação dos Anos em Que Se Observaram Os Eventos do Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico Tropical

Fase Positiva	Fase Negativa
1951 - 1953 - 1956 - 1958 - 1966 - 1970	1949 - 1964 - 1965 - 1971 - 1972 - 1973
1978 - 1979 - 1980 - 1981 - 1992	1974 - 1977 - 1985 - 1986 - 1989

De posse dos respectivos anos representativos às fases positiva e negativa dos eventos de Dipolo observados no Atlântico (Tabela 1), foram gerados os compostos mensais e sazonais das anomalias de TSM, pressão ao nível médio do mar (PNM), vento horizontal, cobertura de nuvens e precipitação (todas as variáveis ao nível de superfície). As análises foram conduzidas para os meses de janeiro a maio (período de configuração máxima dos eventos do Dipolo no Atlântico).

3 Resultados e Discussões

Nas análises dos compostos mensais das anomalias de TSM (Figuras não mostradas) observou-se claramente, em ambas as fases do Dipolo, o deslocamento, intensificação e expansão gradativa das anomalias de TSM do setor leste para o oeste da Bacia do Atlântico. Na Figura 2 mostra-se os compostos sazonais considerando-se os meses de janeiro a abril (JFMA), nos quais observa-se a característica espacial média associada ao Padrão de anomalias de TSM durante as duas fases dos eventos do Dipolo no Atlântico. A proximidade entre as isolinhas de TSM contendo sinais opostos ao sul e ao norte do Atlântico indica a existência de um forte gradiente meridional de temperatura inter-hemisférico em baixos níveis.

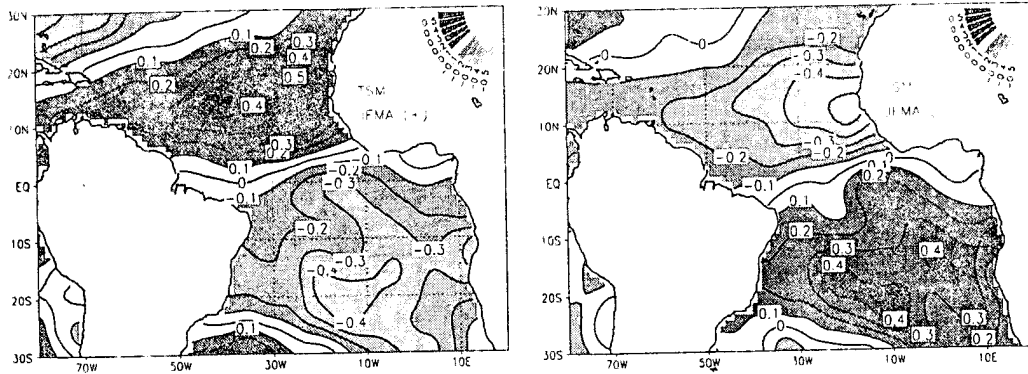


Fig. 2 - Compostos das anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para as Fases Positiva (figuras à esquerda) e Negativa (figuras à direita) do Padrão de Dipolo no Atlântico, considerando a média dos meses de JFMA

A Figura 3, contendo os compostos das anomalias de PNM, plotadas conjuntamente com as anomalias do vento horizontal à superfície, revela a forte ligação existente entre os campos de TSM, PNM e vento. Em geral, a presença de TSMs anormalmente quentes (frias) originam a manifestação de pressões baixas (altas) que provocam um relativo enfraquecimento (fortalecimento) na intensidade das Altas Subtropicais, por sua vez, influenciam diretamente nas magnitudes dos ventos alísios sobre a superfície do oceano (Hastenrath, 1978). Na Figura 3 observa-se claramente essas relações: durante a fase positiva (negativa) do Padrão de Dipolo, tem-se ao sul (norte) do Oceano Atlântico a presença de TSMs mais frias do que o normal (Figura 2), as quais estão associadas ao relativo fortalecimento da Alta Subtropical (anomalias de PNM positivas) e por consequência, os ventos alísios de SE (NE) se manifestam mais intensos do que o normal, notadamente sobre a faixa equatorial do Atlântico. Estes fatos são reforçados pela Figura 4, na qual mostra que durante a fase positiva (negativa) do Dipolo, tem-se a atuação da Alta Sul Tropical do Atlântico Sul (Norte) relativamente mais intensa quando comparado com a Alta do Atlântico Norte (Sul), ocasionando a impusão dos alísios de SE (NE) e fazendo com que a região de confluência-convergência dos ventos à superfície, sobre a faixa equatorial do Atlântico, se posicione levemente deslocada ao norte (sul) do equador.

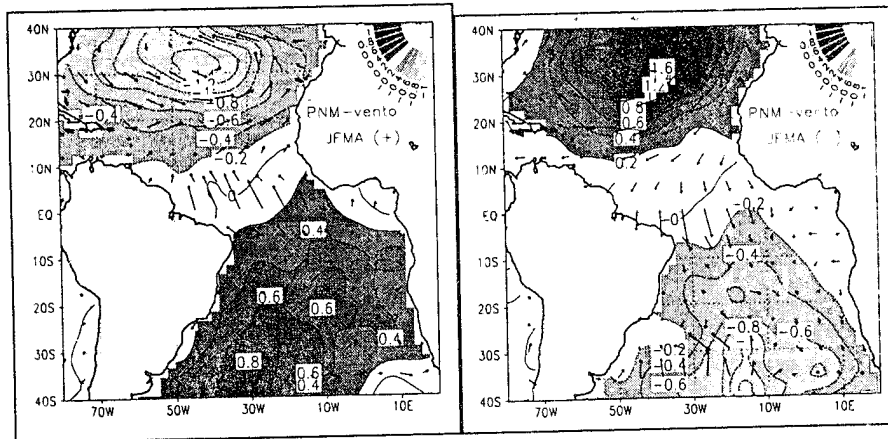


Fig. 3 - O mesmo que a Fig. 2, porém, para as anomalias de PNM (hPa) e vento horizontal (m/s).

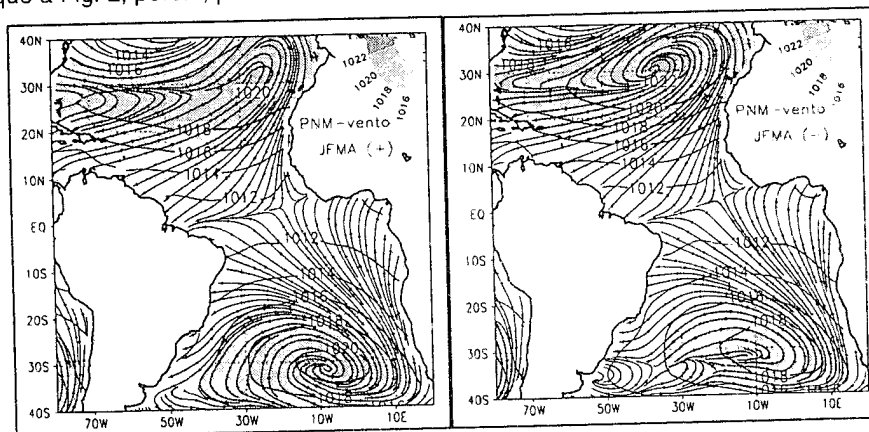


Fig. 4 - O mesmo que a Fig. 2, porém, para os campos de PNM (hPa) e linhas de corrente (m/s)

Nas Figuras 4 e 5, que incluem respectivamente os compostos das anomalias de cobertura fracional de nuvens e anomalias de precipitação, observa-se notadamente sobre a faixa equatorial do Atlântico o estabelecimento de uma estreita relação com os campos de TSM, PNM e vento (Figuras 2, 3 e 4), funcionando da seguinte maneira: durante a

fase negativa do Padrão de Dipolo, observa-se que os padrões de TSMs mais quentes e pressões mais baixas do que o normal sobre o Atlântico Norte, aliados à ocorrência de fortes ventos alísios de SE e confluência-convergência à superfície posicionadas levemente ao norte do equador, são condições oceânicas e atmosféricas dinamicamente favoráveis para o posicionamento e manutenção da ZCIT também ao norte do equador. Portanto, em grande parte do setor sul do Atlântico equatorial tem-se consequentemente, a presença de anomalias negativas de cobertura de nuvens e de precipitação (isto é, secas) que atingem principalmente o litoral nordeste da América do Sul. Durante a fase negativa o padrão é essencialmente inverso, ou seja, as anomalias positivas de nebulosidade e precipitação (enchentes) associados à atuação da ZCIT se configuram ao sul do Atlântico equatorial (em associação a manifestação de TSMs quentes, pressões baixas, alísios de NE e confluência-convergência do vento posicionados levemente ao sul do equador). Esses resultados também foram detectados nos estudos de Hastenrath e Heller (1977); Moura e Shukla (1981); Servain e Legler (1986); Nobre (1993); Uvo et al. (1994) e Nobre e Shukla (1995) entre outros.

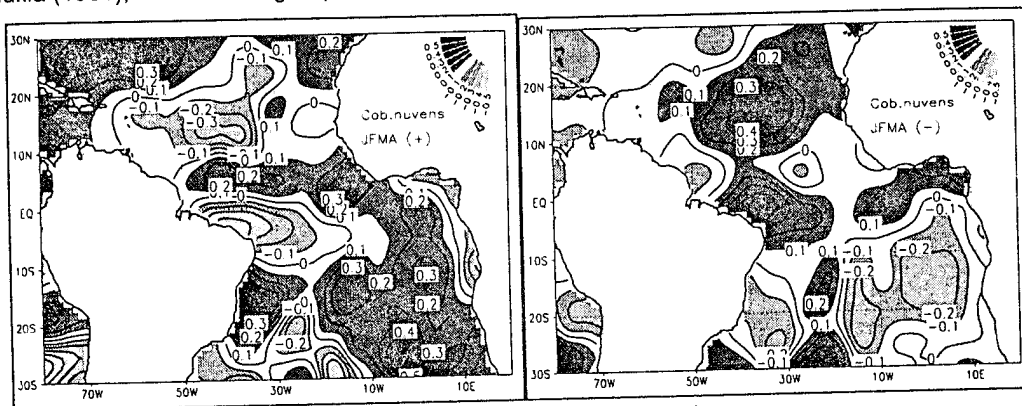


Fig. 5 -O mesmo que a Fig. 2, porém, para as anomalias de cobertura fracional de nuvens (%).

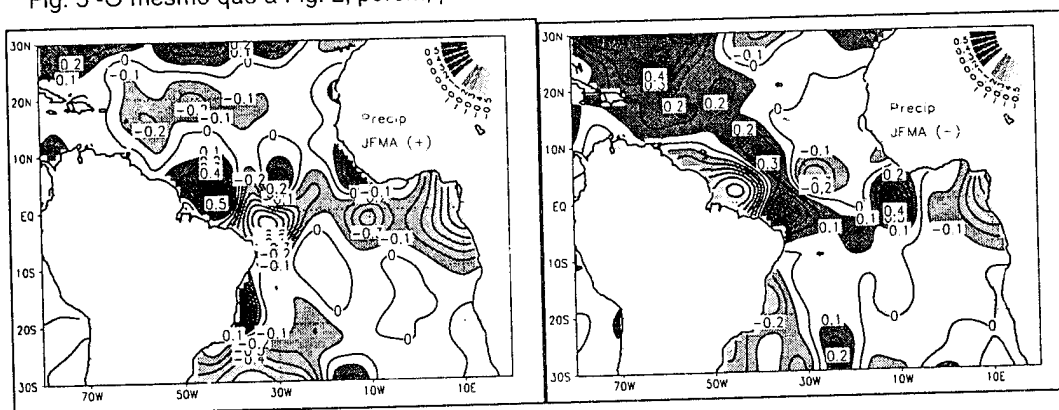


Fig. 6 -O mesmo que a Fig. 2, porém, para as anomalias de precipitação (mm).

4 Referências Bibliográficas

- Alves, J.M.B.; Repelli, C.A.; Mello, N.G. A pré-estação chuvosa no norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. *R. Bras. de Meteorol.*, **8**(1): 22-30, 1993.
- Ankomah, O.Y. and Cordery, I. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. *J.A.S.*, **7**: 551-558, 1994.
- Da Silva, A.M.; Young, C.C.; Levitus, S. Atlas of surface marine data 1994. Volume 1: Algorithms and procedures. *NOAA ATLAS NESDIS 6*, Washington, 1995. 83pp.
- Hastenrath, S. and Heller, L. Dynamics of climatic hazards in NEB. *Q.J.R.M.S.*, **103**: 77-92, 1977.
- Hastenrath, S. On modes of tropical circulation climate anomalies. *J.A.S.*, **35**: 2222-2231, 1978.
- Moura, A.D. and Shukla, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J.A.S.*, **38**: 2653-2675, 1981.
- Nobre, P. and Shukla, J. variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic Ocean. Accepted to *J. of Climate*, 1995.
- Nobre, P. *On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin*. Ph.D. Thesis, University of Maryland, 1993.
- Palmen, T.N. Influence of the Atlantic, Pacific and Indian on Sahel rainfall. *Nature*, **322**, 1986.

Parker, D.E.; Foiland, C.K. and Ward, M.N. Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. *Nature*, **310**: 483-485, 1988.

Servain, J. and Legler, D.M. Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. *J.G.R.*, **91**(C12): 14,181-14,191, 1986.

Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J.G.R.*, **96**(C8): 137-146, 1991.

Uvo, C.R.B.; Repelli, C.A.; Zebiak, S.E. and Kushnir, Y. The influence of tropical pacific and atlantic sst on northeast Brazil monthly precipitation. Accepted to *J. of Climate*, 1994.

Um Método de Previsão do Tempo Através do Reconhecimento de Padrões

Alexandre Pinhel Soares¹

Abstract

This work proposes a local weather forecast by utilization of pattern recognition method based on Hidden Markov Model (HMM). The method has been applied on a data set acquired in airport of Macaé (Rio de Janeiro) and granted by Petrobras. The study has been oriented for wind forecast by operational interests, but may be applied on any variable which has a proper historical register.

Resumo

Este trabalho propõe a previsão local do tempo através da utilização de um método de reconhecimento de padrões baseado no Modelo Oculto de Markov (*Hidden Markov Model - HMM*). O método foi aplicado sobre um conjunto de dados coletado no aeroporto de Macaé (Rio de Janeiro) e cedidos pela Petrobrás. O estudo foi dirigido para a previsão de ventos por interesses operacionais, porém pode ser aplicado a qualquer variável que possua um registro histórico apropriado.

1 Introdução

Processo de Markov é aquele em que a probabilidade de ocorrência de um evento futuro depende apenas do contexto presente. Um caso especial é a Cadeia de Markov, onde o tempo t e a variável X_t são discretos e os valores desta são chamados de estados. As probabilidades de transição de um estado x_n para um estado x em m etapas são normalmente representadas por uma matriz $P_m = \{ P_{x_n, x}^m \}$ onde :

$$P(X_{n+m} = x / X_0 = x_0, X_1 = x_1, \dots, X_n = x_n) = P(X_{n+m} = x / X_n = x_n) = P_{x_n, x}^m$$

Os estados iniciais são representados por um vetor chamado π , sendo a Cadeia de Markov completamente determinada pelo vetor π e pela matriz de transições de estados em uma etapa (P_1). Maiores detalhes podem ser encontrados em [1] e [2]. As Cadeias de Markov podem ser chamadas de Modelos Observáveis de Markov, pois a saída do processo é o próprio estado da variável no tempo t .

Uma extensão das Cadeias de Markov é obtida ao considerar-se os eventos observados como sendo funções probabilísticas dos estados da cadeia, e não os estados propriamente. O resultado é um processo duplamente estocástico onde o processo básico não é observável diretamente, e sim oculto (*hidden*), podendo somente ser observado através do processo estocástico que produz a sequência de observação.

As Cadeias de Markov necessitam do vetor inicial de probabilidades e da matriz de transição de estados em uma etapa para serem determinadas completamente. Ao associar-se uma função probabilística aos estados obtém-se uma matriz com as probabilidades de ocorrência dos eventos observáveis, que daqui em diante serão chamados de símbolos.

¹Engenheiro Eletrônico pela UFRJ com especialização em Climatologia pela UERJ. Tem estudado aplicações práticas de inteligência artificial, especialmente com a utilização de Redes Neurais. Trabalha em Furnas Centrais Elétricas S.A., no Departamento de Operação do Sistema Elétrico.