

Variabilidade da Piscina Quente do Atlântico Tropical

Wilton Zumpichiatti Arruda ^{1,3}
Carlos Alexandre Domingos Lentini ^{2,3}

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) – Instituto de Matemática
Ilha do Fundão – Caixa Postal 68530 – 21949-900 – Rio de Janeiro - RJ, Brasil.
wilton@ufrj.br

² Universidade Federal da Bahia (UFBA) – Instituto de Física
Travessa Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Ondina, Salvador - BA, Brasil
clentini@ufba.br

³ Grupo de Oceanografia Tropical (GOAT) – www.goat.fis.ufba.br

Abstract. Analisando dados de área e volume da Piscina Quente do Atlântico Tropical (PQAT), derivados a partir de um modelo de gravidade reduzida, observamos que essas grandezas apresentam um *trend* linear relacionado a elevação do nível dos mares. Retirando das séries a melhor aproximação linear, obtivemos séries de anomalias de área e volume da PQAT. Comparações com dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) indicam que a variabilidade das anomalias de área da PQAT estão altamente correlacionadas com as anomalias de TSM tanto em escala anual, quanto em escala interanual. Em escala interanual, as séries de anomalias de área e volume da PQAT, assim como de anomalias de TSM, apresentam um pico de energia no período de 4.9 anos, e picos secundários nos períodos de 2.5 e 1.8 anos. Assim, apresentamos evidências indicando que a variabilidade interanual da PQAT pode ser explicada pela variabilidade de TSM.

Palavras-chave: Piscina Quente do Atlântico Tropical, Anomalias do Nível do Mar, TSM, altimetria

1. Introdução

A bacia do Atlântico Tropical (AT) destaca-se como uma área que sofre uma forte influência das condições impostas pelo sistema acoplado oceano-atmosfera, tanto remota como local, e em diversas escalas de tempo (Carton et al., 1996; Nobre e Shukla, 1996; Servain et al., 2003). Por exemplo, remotamente o AT sofre influência dos eventos associados ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e ao índice de Oscilação do Atlântico Norte (Enfield e Mayer, 1997; Enfield et al., 1999; Taylor et al., 2002). Localmente, o AT é governado pelas condições impostas pelos balanços de massa e calor oceânico, assim como pelo sistema de monção (Lazar et al., 2001; Schott et al., 1998, 2002, 2003).

A variabilidade no AT é dominada por um forte ciclo anual forçado pela tensão de cisalhamento dos ventos. Superimposto a este ciclo estão flutuações em outras escalas temporais que, embora mais fracas do que o sinal anual, apresentam variações sistemáticas que são consideradas como um dos fatores mais importantes e responsáveis pelo aparecimento de anomalias climáticas regionais (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996).

Do ponto de vista oceanográfico, o AT é uma região importante para a circulação de larga escala e para o clima global devido ao escoamento inter-hemisférico dos fluxos líquidos de massa e calor associados à circulação termohalina (Fratantoni et al., 2000; Lazar et al., 2001; Schott et al., 1998, 2002, 2003). Do ponto de vista atmosférico, a circulação sobre os trópicos é extremamente sensível às flutuações dos campos de temperatura da superfície do mar (TSM), variável oceânica extremamente importante para o estudo de processos de interação ar-mar, para a previsão do tempo e estudos climáticos (e.g., Brunke et al., 2003; Foltz et al., 2003; Frankignoul et al., 1998; Lindzen e Nigam, 1987).

O comportamento da TSM no AT tem um forte impacto no clima regional sobre o continente americano e africano. Ela modula o comportamento anômalo de precipitação

responsável pela ocorrência de eventos extremos (e.g., secas severas e inundações) sobre áreas tropicais do nordeste do Brasil (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996) e do Sahel africano (Palmer, 1986; Lough, 1986; Parker et al., 1988). Por exemplo, anomalias de TSM do Atlântico podem afetar a posição meridional média da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) causando um impacto no transporte de umidade para o continente e, conseqüentemente, afetando o regime de chuvas sobre a região NEB (Nobre e Shukla, 1996, Rao et al., 2006). Outro exemplo desta relação foi descrito no trabalho pioneiro de Huang et al. (1995) onde, pela primeira vez, os autores apresentaram evidências numéricas da existência de uma piscina quente na porção oeste do AT, sendo que uma dessas regiões de acúmulo de água quente localiza-se a leste da região nordeste do Brasil. Essa Piscina Quente do Atlântico Tropical (PQAT) contribui para modular a variabilidade da TSM sobre a bacia do AT, e, em conjunção com o sistema da língua fria do Atlântico equatorial, favorece a formação do ramo sul da ZCIT (Grotsky e Caryon, 2002). A formação desse ramo, que acontece preferencialmente durante o inverno austral (Jun-Jul-Ago), tem conseqüências importantes na modulação da variabilidade interanual da estação chuvosa sobre o nordeste brasileiro. A região sudoeste do AT também está associada ao padrão de chuvas sobre o nordeste da Amazônia (Liebmann e Marengo, 2001) uma vez que valores positivos de TSM colaboram para o atraso na estação chuvosa sobre o nordeste da Amazônia.

Além da forte evidência entre o comportamento da TSM e o padrão de chuvas sobre o nordeste, os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) podem atuar em conjunto com outros fenômenos e causar grandes impactos no regime de chuvas também (Molion e Bernardo, 2002). A interação da PQAT com os DOLs e suas conseqüências sobre os eventos extremos sobre a região do nordeste do Brasil não são completamente entendidos. Entretanto, há evidências de que a variabilidade interanual de TSM sobre a PQAT afeta a intensidade desses distúrbios que se propagam para oeste sobre uma faixa latitudinal que se estende do equador até $\sim 10^{\circ}\text{S}$ em direção à costa leste da região Nordeste do Brasil. Embora trabalhos científicos apontem para a importância da variabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no padrão de chuvas sobre a região Nordeste do Brasil (e.g., Barreiro et al., 2002; Chaves e Nobre, 2004), o objetivo central deste trabalho é investigar a variabilidade da PQAT e sua relação com a TSM.

2. Dados e Metodologia de Trabalho

Nesse trabalho, utilizamos dados de Anomalias da Elevação da Superfície do Mar (AESM) produzidos pelo Ssalto/Duacs e distribuídos pela AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>). A base de dados é fornecida em uma grade na projeção Mercator com resolução horizontal de $1/3$ de grau e resolução espacial a cada sete dias entre Outubro-1992 e Novembro-2009. Também, utilizamos dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) gerados a partir do *TRMM Microwave Imager* (TMI), a bordo do satélite *NASA's Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). A resolução horizontal dessa base de dados é de $1/4$ de grau, de 1998 a 2009 com arquivos diários. Os dados de TSM do TMI são processados e distribuídos pela *Remote Sensing Systems* (www.remss.com) e financiados pelo projeto *NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project*. Climatologias de temperatura e salinidade foram obtidas a partir dos dados do *World Ocean Atlas 2001* (WOA01) com resolução espacial de $1/4$ de grau (Boyer et al., 2005).

De acordo com observações prévias (Merle, 1983; Meinen and McPhaden, 2000; Vauclair et al., 2004), a isoterma de 20°C está situada aproximadamente no meio da termoclina na região de estudo e é altamente correlacionada com o nível do mar. Isso nos dá confiança, que a dinâmica da camada superior do oceano pode ser reproduzida por um modelo de gravidade reduzida. Assim, dados de AESM podem ser combinados com climatologias de temperatura e salinidade a fim de estimar a profundidade da isoterma de 20°C (D_{20}) através da equação:

$$D_{20}(x, y) = \overline{D}_{20}(x, y) + \frac{g}{g'(x, y)} \eta'(x, y), \quad (1)$$

onde \overline{D}_{20} é a profundidade climatológica da isoterma de 20°C (derivada dos dados de temperatura do WOA01), g é a gravidade, g' é a gravidade reduzida climatológica (derivada dos dados de temperatura e salinidade do WOA01) e η' é a AESM da AVISO. Esse método foi utilizado com sucesso em Arruda e Lentini (2009a,b) e Arruda et. al (2005).

Utilizando a equação (1) geramos mapas de D_{20} com resolução espacial de 1/3 de grau a cada sete dias entre Outubro-1992 e Novembro-2009. Nesse trabalho, definimos a Piscina Quente do Atlântico Tropical (PQAT) como a parte da região (40°W–0°E, 30°S–0°N) em que D_{20} é mais profunda que 150 m. Na Fig. 1, mostramos um mapa de TSM climatológica do WOA01 indicando nossa região de estudo, assim como isolinhas de D_{20} traçadas com intervalos de 50 m. A região delimitada pela isolinha de 150 m é a PQAT, segundo nossa definição.

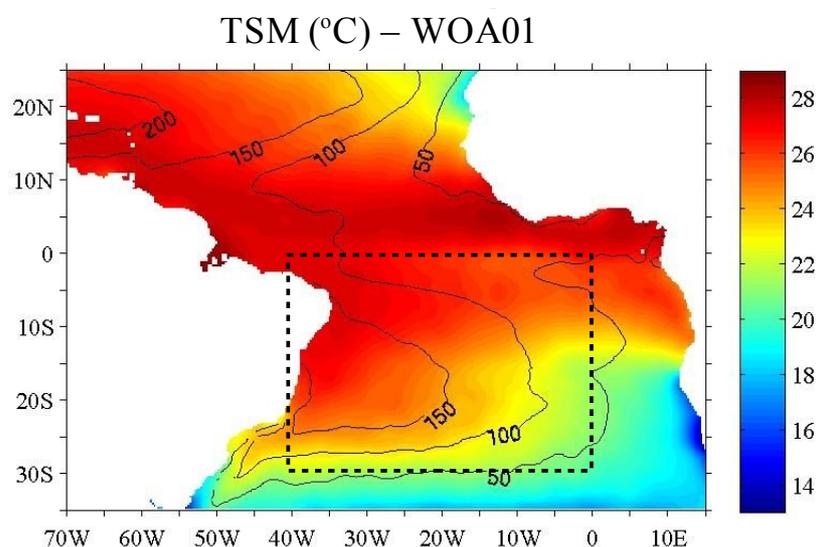


Figura 1. Mapa de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) obtido a partir dos dados do *World Ocean Atlas 2001* (WOA01). Os contornos pretos são isolinhas de profundidade (em metros) da isoterma de 20°C a partir dos dados do WOA01. O retângulo pontilhado (40°W–0°E, 30°S–0°N) é a nossa região de estudo. A Piscina Quente do Atlântico Tropical (PQAT) é definida, nesse trabalho, como a parte da nossa região de estudo em que a isoterma de 20°C é mais profunda que 150 m.

3. Resultados e Discussão

Na Fig. 2 plotamos séries de tempo da área (Fig. 2a) e do volume (Fig. 2b) da PQAT. Note que em ambas as séries há *trends* lineares bem marcados, devido a elevação do nível do mar que se acentuou no século passado (Meir e Wahr, 2002; Munk, 2002). Como esse não é o foco do presente estudo, retiramos de cada série de tempo da Fig. 2 o respectivo *trend* linear, e plotamos na Fig. 3 as anomalias de área e volume da PQAT. Como podemos observar, as séries de tempo das anomalias de área e volume apresentam comportamentos similares, daqui em diante, focaremos apenas na série de anomalias de área.

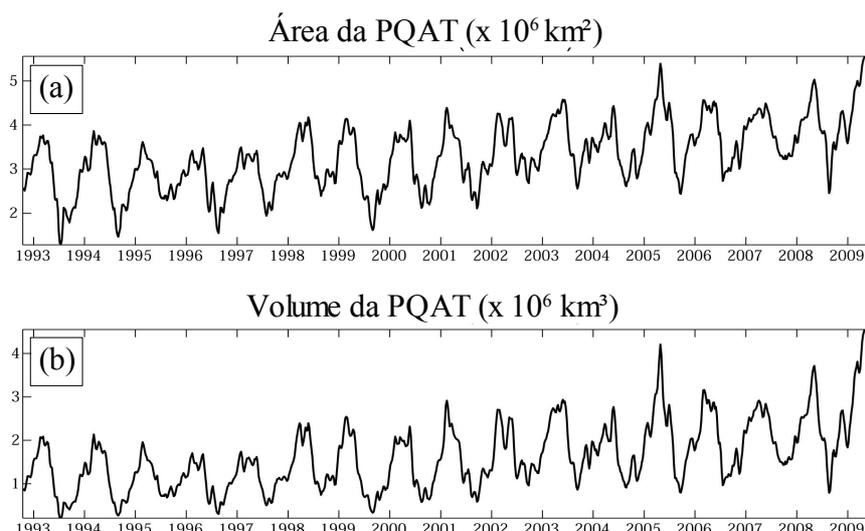


Figura 2. (a) Área da PQAT (APQAT) . (b) Volume da PQAT (VPQAT).

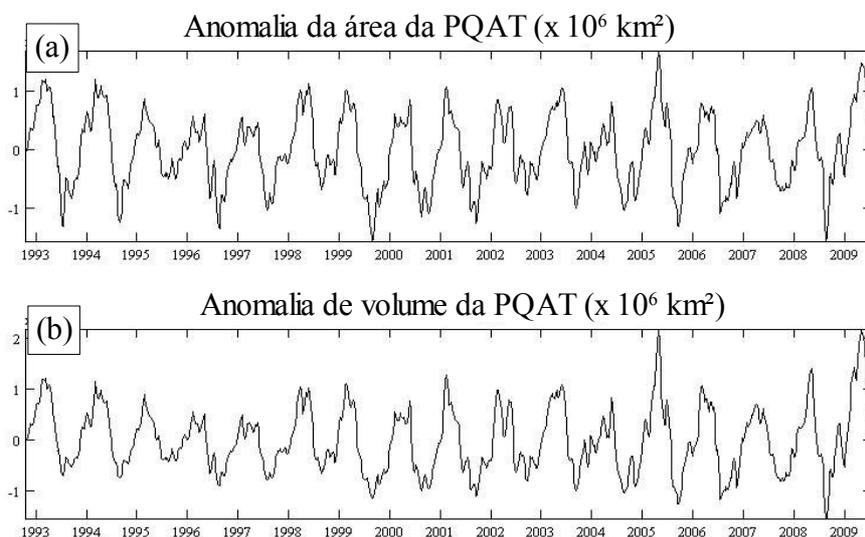


Figura 3. (a) Anomalia da Área da PQAT (AAPQAT). (b) Anomalia de Volume da PQAT (AVPQAT). As anomalias são calculadas, subtraindo-se, das séries temporais da Fig. 1, as retas que melhor aproximam (no sentido dos mínimos quadrados) as respectivas séries.

Na Fig. 4, plotamos a série de tempo das Anomalias de Área da PQAT (AAPQAT) filtradas por uma média móvel de 12 meses. Podemos ver que há variabilidade em escala interanual. O espectro da série da AAPQAT apresenta um pico mais energético no período de 4.9 anos e dois picos secundários nos períodos de 2.8 e 2.2 anos, respectivamente.

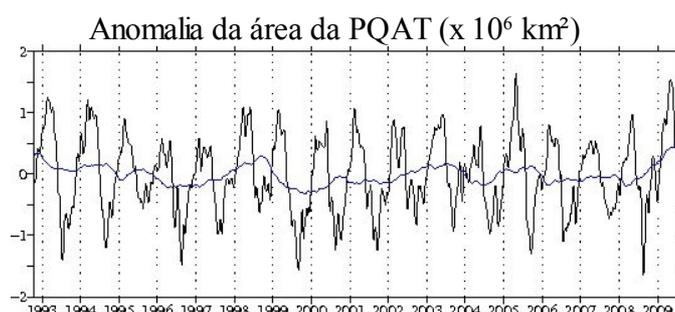


Figura 4. **Linha preta:** AAPQAT (como na Figura 2a). **Linha azul:** AAPQAT filtrada por uma média móvel com largura da janela de um ano.

A fim de explicar o mecanismo responsável pela variabilidade da AAPQAT, calculamos a TSM média para a nossa região de estudo (Fig. 1) e geramos uma série de tempo das Anomalias de TSM (ATSM) subtraindo-se o *trend* linear. A comparação das séries de AAPQAT e ATSM normalizadas está na Fig. 5a. Podemos notar que o ciclo anual da AAPQAT é explicado pela variação anual de TSM. Na Fig. 5b, apresentamos as séries da AAPQAT e ATSM após a filtragem por uma média móvel de 12 meses e normalizadas. O coeficiente de correlação entre as séries filtradas é de 0.64. O espectro da série de ATSM apresenta um pico mais energético no período de 4.9 anos e picos secundários nos períodos de 2.5 e 1.8 anos, o que mostra que a variabilidade interanual da PQAT pode ser explicada pela variabilidade de TSM.

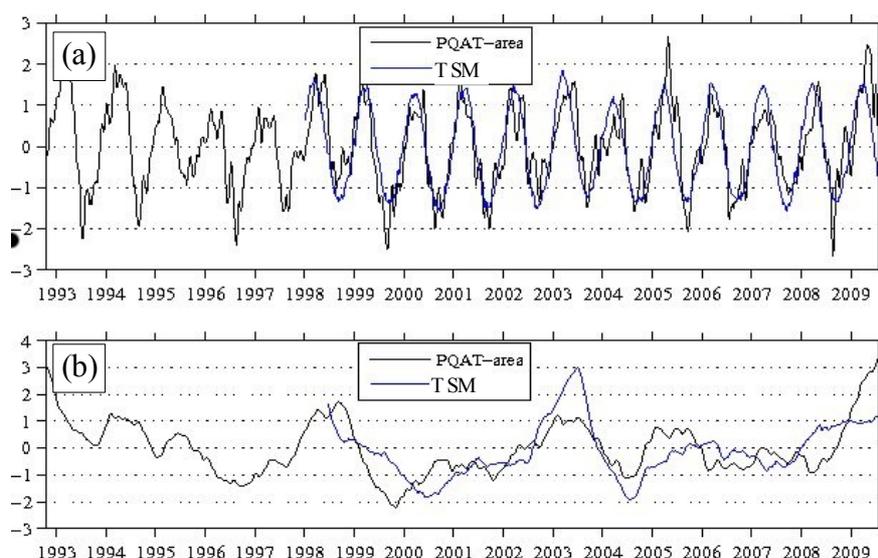


Figura 5. A série de TSM é obtida fazendo-se uma média da na região indicada na Figura 1, e subtraindo-se a melhor aproximação linear (*linear trend*). As séries temporais da figura foram normalizadas, isto é, dividimos pelo desvio médio (*standard deviation*). (a) **Linha preta:** Anomalia da área da PQAT normalizada. **Linha azul:** Anomalia de TSM (ATSM) normalizada. (b) **Linha preta:** Anomalia da área da PQAT filtrada (passando-se uma média móvel de 12 meses) e normalizada. **Linha azul:** Anomalia de TSM filtrada e normalizada.

4. Conclusões

Analisando dados de área e volume da PQAT derivados a partir de um modelo de gravidade reduzida, observamos que essas grandezas apresentam um *trend* linear relacionado com a elevação com a elevação do nível dos mares. Retirando das séries a melhor aproximação linear, obtivemos séries de anomalias de área e volume da PQAT. Comparações com dados de TSM indicam que a variabilidade das anomalias de área da PQAT estão altamente correlacionadas com as anomalias de TSM tanto em escala anual, quanto em escala

interanual. Em escala interanual, as séries de anomalias de área e volume da PQAT. E anomalias de TSM apresentam um pico de energia no período de 4.9 anos, e picos secundários nos períodos de 2.5 e 1.8 anos. Assim, apresentamos evidências que indicam que a variabilidade interanual da PQAT pode ser explicada pela variabilidade de TSM.

Agradecimentos

Esse trabalho conta com o apoio do CNPq no âmbito do projeto *Caracterização Espaço-Temporal da Piscina Quente do Atlântico Tropical Sudoeste e sua Relação com o Clima do Nordeste do Brasil* (Proc. nº 478480/2009-1).

Referências Bibliográficas

Arruda, W.Z.; Lentini, C.A.D; Campos, E.J.D. The use of satellite-derived upper ocean heat content to the study of climate variability in the South Atlantic. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 57, p. 87-92, 2005.

Arruda, W.Z. ; Lentini, C.A.D. Satellite-Derived Upper Layer Heat Content in Equatorial Atlantic: Comparison with PIRATA buoys. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 2009, Natal, Brasil. **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, São José dos Campos: INPE, p. 6385-6392, 2009a.

Arruda, W.Z.; Lentini, C.A.D. On the Propagation of the Upper Ocean Heat Anomalies in the South Atlantic. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 2009, Natal, Brasil. **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, São José dos Campos: INPE, p. 6393-6399, 2009b.

Barreiro, M.; Chang, P.; Saravanan, R. Variability of the South Atlantic Convergence Zone simulated by an atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 15, p. 745-763, 2002.

Boyer, T; Levitus, S.; Garcia, H.; Locarnini, R.A.; Stephens, C; Antonov, J. Objective analyzes of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 degrees grid. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 7, 931-945. 2005.

Carton, J. A.; Cao, X.; Giese, B.S.; da Silva, A.M. Decadal and interannual SST variability in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanogr**, v. 26, p. 1165-1175, 1996.

Chaves, R.R.; Nobre, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L03204, doi:10.1029/2003GL018647, 2004.

Enfield, D. B.; Mayer, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research** , v. 102 (C1), p. 929-945, 1997.

Enfield, D. B.; Mestas-Nunez, A.M.; Mayer, D.A.; Cid-Serrano, L. How ubiquitous is the dipole relationship in the tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 78417848, 1999.

Foltz, G. R.; Grodsky, S.A.; Carton, J.A.; McPhaden, M.J. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108 (C5), 3146, doi:10.1029/2002JC001584, 2003.

Frankignoul, C.; Czaja, A; L'Heveder, B. Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2310-2324, 1998.

Fratantoni, D. M.; Johns, W.E.; Townsend, T. L.; Hurlburt, H.E. Low-latitude circulation and mass transport pathways in a model of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, p. 1944-1966, 2000.

Grodsky, S.A.; Carton, J.A. The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue. **Journal of Climate**, v. 16, p. 723-733, 2002.

Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 411-425, 1977.

Huang, B.; Carton, J. A.; Shukla, A numerical simulation of the variability in the tropical Atlantic Ocean, 1980-88. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 835-854, 1995.

Lazar, A.; Murtugudde, R.; Busalacchi, A.J. A model study of temperature anomaly propagation from the subtropics to tropics within the South Atlantic thermocline. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 1271-1274, 2001.

Liebmann, B.; Marengo, J.A. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

Lindzen, R.S.; Nigam, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing lowlevel winds and convergence in the tropics. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2418-2436, 1987.

Lough, J. M. Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Subsaharan Africa. **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 561-570, 1986.

Meier, M.F.; Wahr, J. M. Sea level is rising: Do we know why? **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**. v. 99, n. 10, p. 6524-6526, 2002.

Meinen, C.; McPhaden, M.C. Observations of warm water volume changes in the Equatorial Pacific and their relation to El Niño and La Niña. **Journal of Climate**, v. 13, 3551-3559. 2000.

Merle, J. Seasonal Variability of Subsurface Thermal Structure in the Tropical Atlantic Ocean. Proceedings of the 14th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics, In: **Hydrodynamics of the Equatorial Ocean** (Jacques C.J. Nihoul, ed.), Elsevier Oceanography Series, v. 36, p. 31-49, 1983.

Molion, L.C.B.; Bernardo, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 1-10, 2002.

Moura, A.D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2653-2675, 1981.

Munk, W. Twentieth century sea level: An enigma. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**. v. 99, n. 10, p. 6550-6555, 2002.

Nobre, P.; Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

Palmer, T. N. Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. **Nature**, v. 322, p. 251-253, 1986.

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

Rao, V. B.; Giarolla, E.; Kayano, M.T.; Franchito, S. Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? **Journal of Climate**, p. 4448-4453, 2006.

Schott, F. A.; Dengler, M.; Brandt, P.; Affler, K.; Fischer, J.; Bourles, B.; Gouriou, Y.; Molinari, R.L.; Rhein, M. The zonal currents and transports at 35 W in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 30, 1349, doi: 10.1029/2002GL016849, 2003.

Schott, F.A.; Fischer, J.; Stramma, L. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, p. 1094-1228, 1998.

Schott, F. A.; Brandt, P.; Hammann, M.; Fischer, J.; Stramma, L. On the boundary flow off Brazil at 5-10 S and its connection to the interior tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 29, 1840, doi: 10.1029/2002GL014786, 2002.

Servain, J; Clauzet, G.; Wainer, I. Modes of tropical Atlantic climate variability observed by PIRATA. **Geophysical Research Letters**, v. 30, doi: 10.1029/2002GL015147, 2003.

Taylor, M.A.; Enfield, D.B.; Chen, A.A. Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall, **Geophysical Research Letters**, v. 107 (C9), 3127, doi: 10.1029/2001JC001097, 2002.

Vauclair, F.; du Penhoat, Y. Heat and mass budgets of warm upper layer of the Tropical Atlantic Ocean in 1979-99. **Journal of Physical Oceanography**, v. 34, n. 4, p. 904-914. 2004.