

MODELO ESTATÍSTICO HIDROCLIMÁTICO PARA PREVISÃO DE NÍVEIS EM ALTAMIRA-PA.

Edson José Paulino da Rocha¹; Pedro Alberto Moura Rolim²; Daniel Meninéa Santos³.

RESUMO - Os oceanos cobrem cerca de 70% da superfície total da Terra tem um importante papel na definição e controle da circulação atmosférica, e consequentemente no controle climático do planeta. Neste trabalho procurou-se identificar correlações entre as TSM do Atlântico norte e sul, regiões de El Niño (1+2) e (3) do Pacífico equatorial e pressões atmosférica em Tahiti e Darwin com o regime hidrológico do rio Xingu, e utiliza-las para o desenvolvimento de um modelo estatístico de previsão de níveis máximos de longo prazo para o rio Xingu em Altamira-PA. Os resultados mostram que o El Niño tem uma correlação linear inversa, assim este evento climático atua no sentido de inibir as chuvas na bacia do Xingu. Entretanto, o Atlântico norte mais aquecido que o sul intensifica a precipitação no centro oeste do Brasil aumentando o nível do rio Xingu. O lag de tempo de melhor correlação entre as variáveis oceânicas e o nível do rio Xingu foi de aproximadamente seis meses. O modelo estatístico desenvolvido para prever níveis máximos do rio em Altamira apresentou resultados satisfatórios, entretanto ainda encontra-se em fase de análises.

ABSTRACT - The oceans cover about 70% the total surface the Land are very important for the definition and control of the atmospheric circulation, and consequently in the planet climatic control. In this work it was looked to identify to correlations between the TSM of the Atlantic north and south, regions of El Niño (1+2) and (3) and the atmospheric pressures Pacific in Tahiti and Darwin with the regimen of the level of the Xingu river, and uses them for the development of a statistical model of forecast of maximum levels of long time period for the Xingu river in Altamira-Pará. The results show that the El Niño has an inverse linear correlation, thus this climatic event act in the direction to inhibit rains in the basin of the Xingu. However, the north Atlantic warmer than the south intensifies the precipitation in the center west of Brazil increasing the level of the river Xingu. The lag of time of better correlation between the oceanic variables and the levels of Xingu river was of approximately six months. The statistical model developed to forecast the maximum levels of the river in Altamira presented resulted satisfactory, however still meets in phase of analyzes.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica, previsão de níveis, Altamira-PA.

1) Gerente do Sipam CTO BE. e-mail: edson.rocha@sipam.gov.br.

2) Analista Ambiental/Tec. Rec. Hídricos (CENSIPAM – CTO BE). e-mail: pedro.rolim@sipam.gov.br.

3) Meteorologista (UFPA) e Mestrando em Ciências Ambientais (UFPA). e-mail: daniel_meninea@yahoo.com.br.

1 – INTRODUÇÃO

Os oceanos cobrem cerca de 70% da superfície total da Terra sendo um dos principais controladores do clima do planeta, consequentemente tem um papel importante na definição e variabilidade do ciclo hidrológico de uma rede de drenagem.

A Bacia do Rio Amazonas, maior rede de drenagem do globo, se comporta como um sumidouro de umidade atmosférica, com precipitação média anual de aproximadamente 2300 mm, com áreas com precipitações superiores a 3000 mm/ano localizadas no oeste, noroeste e no litoral norte da Amazônia, entre estes máximos há um mínimo de 1600 mm/ano (Figuerola e Nobre, 1990).

A precipitação na Amazônia possui uma grande variabilidade no tempo e espaço, associada à influência de diferentes sistemas meteorológicos de meso-escala, escala sinótica e de grande escala. Este regime de precipitação é definido por três principais sistemas convectivos de grande escala e escala sinótica: a Zona de Convergência Inter-tropical - ZCIT bem definida nos oceanos Atlântico e Pacífico, a Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS (posicionada geralmente na costa sul da Bahia e Espírito Santo, com orientação noroeste sudeste) e a Alta da Bolívia – AB (associada a grande atividade convectiva na Amazônia).

A influência oceânica sobre as variáveis hidrológicas é observada através do comportamento das temperaturas da superfície do mar – TSM. As anomalias de TSM do Oceano Atlântico (principalmente na faixa da ZCIT) influencia o ciclo hidrológico da Amazônia de maneira não muito bem comportada e uniforme. Quando a TSM está acima da média no Atlântico norte e abaixo da média no Atlântico sul e a ZCIT encontra-se ao norte de sua posição climatológica, o ramo descendente da célula de Hadley intensifica-se, causando forte subsidência na Amazônia central e leste, reduzindo a precipitação na área (Moura e Shukla, 1981; Souza et al., 2005). Também as anomalias de TSM no Pacífico Tropical, associadas ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), causam impactos de grande escala nas chuvas da Amazônia. Eventos de El Niño (La Niña) estão associados as secas (chuvas abundantes) no centro, norte e leste da Amazônia, estendendo-se este padrão de anomalias até o norte do Nordeste e Atlântico Tropical (Richey et al., 1989; Marengo, 1992; Marengo e Hastenrath, 1993; Marengo, 1995; Montroy, 1997; Marengo et al., 1998; Souza et al., 2000).

Avaliando as relações existentes entre a Amazônia e El Niño Oscilação Sul, Marengo et al. (2004) relataram que vários autores encontraram anomalias positivas (negativas) de vazão em sub-bacias do sul (norte) da Amazônia, bem como obtiveram resultados semelhantes, sendo que na porção norte da Amazônia predominam condições mais secas durante eventos El Niño e nas regiões do sul e centro da Amazônia prevalecem condições mais úmidas. Entretanto a relação entre a chuva e a vazão de rios é não linear; porém, pode-se assumir que anomalias de precipitação provocam

anomalias de descargas de mesmo sinal. Segundo os mesmos autores, as vazões integram a variabilidade espacial de precipitação dentro da bacia (Marengo et al., 1998).

O tempo entre o início de um evento ENOS e seus efeitos sobre as vazão em rios da bacia amazônica é de até sete meses de defasagem (Zeng, 1999), indicando a possibilidade de previsão dos impactos destes eventos extremos sobre o ciclo hidrológico destas bacias, no ano hidrológico em estudo, como também em anos seguintes.

Com base nas questões acima expostas, esta pesquisa buscou identificar a correlação da TSM do oceano Atlântico norte e sul, regiões de El Niño (1+2) e (3) do Pacífico equatorial e pressões atmosférica em Tahiti e Darwin com o regime hidrológico do rio Xingu em Altamira-PA, assim como desenvolver um modelo estatístico de previsão de níveis máximos a longo prazo para o rio Xingu em Altamira-PA.

2 – MATERIAL E MÉTODOS

Utilizou-se dados fluviométricos da estação de Altamira (figura 1) obtidas do Banco de dados Hidrometeorológicos (Hidro) da Agência Nacional de Água (ANA) com série histórica do período de 1967 a 2006.



Figura 1 – Localização do posto fluviométrico de Altamira. Em destaque a bacia do rio Xingu até Altamira. (Fonte: Sipam).

Os dados médios mensais de TSM das áreas do Pacífico referentes às regiões de El Niño (1+2) e (3); Atlântico Norte e Sul, assim como das pressões de Tahiti e Darwin foram obtidos do *National Weather Service - Climate Prediction Center/NCEP* e são localizadas na figura 2.

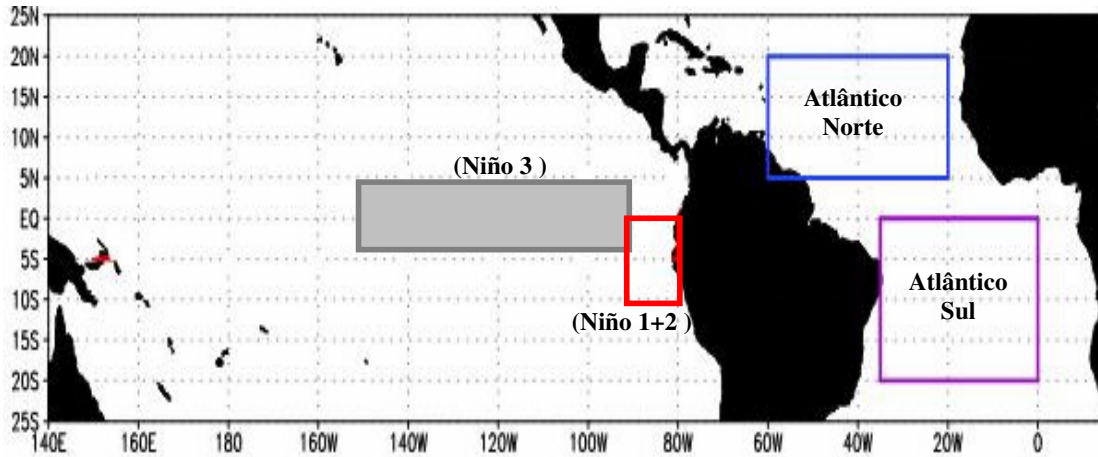


Figura 2 – Localização das regiões do oceano Pacífico e Atlântico referentes as TSMs.

Os dados de níveis fluviométricos do rio Xingu observados em Altamira utilizados nas correlações foram os máximo ocorrido em cada mês ao longo da série.

Para definir a correlação entre as variáveis e o regime hidrológico do rio Xingu em Altamira, foi aplicado o método de regressão linear de forma simples entre uma variável e o nível fluviométrico. A defasagem entre os dados de TSM do Atlântico e Pacífico e pressão atmosférica de Tahiti e Darwin e a resposta hidrológica foi estimada através do melhor coeficiente de correlação obtido do método de regressão. Após, determinado o tempo de resposta do nível do rio às variáveis, aplicou-se o método de regressão de linear múltipla para o desenvolvimento do modelo de previsão hidrológica de longo prazo.

O método de regressão linear múltipla considera uma variável qualquer como variável dependente (z_i , $i=1,2,3,\dots,n$; n é o número total de dados da série em estudo) e as outras como variáveis independentes (x_i , y_i , $i=1,2,3,\dots,n$), sendo que para os pontos $\{(x_i, y_i, z_i), i = 1, 2, \dots, n\}$, pode-se aplicar a seguinte equação linear.

$$z = a + bx + cy \quad (1)$$

Pelo método dos mínimos quadrados, os coeficientes de regressão a , b e c podem ser encontrados resolvendo as equações a seguir.

$$\left. \begin{aligned} \sum z_i &= a_n + b \sum x_i + c \sum y_i \\ \sum x_i z_i &= a \sum x_i + b \sum x_i^2 + c \sum x_i y_i \\ \sum y_i z_i &= a \sum y_i + b \sum x_i y_i + c \sum y_i^2 \end{aligned} \right\} \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

$$c = \frac{A - B}{\left[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2 \right] \left[n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2 \right] - \left[n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i) \right]^2} \quad (3)$$

Onde:

$$A = \left[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2 \right] \left[n \sum y_i z_i - (\sum y_i)(\sum z_i) \right]$$

$$B = \left[n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i) \right] \left[n \sum x_i z_i - (\sum x_i)(\sum z_i) \right]$$

$$b = \frac{\left[n \sum x_i z_i - (\sum x_i)(\sum z_i) \right] - c \left[n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i) \right]}{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \quad (4)$$

$$a = \frac{1}{n} \left[(\sum z_i) - (c \sum y_i) - (b \sum x_i) \right] \quad (5)$$

$$R^2 = \frac{a \sum z_i + b \sum x_i z_i + c \sum y_i z_i - \frac{1}{n} (\sum z_i)^2}{(\sum z_i^2) - \frac{(\sum z_i)^2}{n}} \quad (6)$$

Onde: R^2 é o coeficiente de determinação ou variância como é mais conhecido, calculado através da equação (6), o qual compara valores de z estimados e reais e seu valor varia entre 0 e 1. Se for igual a 1, existirá uma correlação perfeita na amostra – não haverá diferença entre os valores de z estimados e os valores reais; r , coeficiente de correlação, é a raiz quadrada da variância.

Se as séries apresentam uma boa correlação podemos desenvolver um modelo de previsão de níveis máximos do rio Xingu em Altamira com $(t + \Delta t_M)$ meses de antecedência, definido através da relação:

$$H_{MX}(t) = a_0 + a_1 \cdot EN_{(1+2)}(t - \Delta t_M) + a_2 \cdot EN_{(3)}(t - \Delta t_M) + a_3 \cdot ATN(t - \Delta t_M) + a_4 \cdot ATS(t - \Delta t_M) + a_5 \cdot PD(t - \Delta t_M) + a_6 \cdot PT(t - \Delta t_M) \quad (7)$$

Onde: H_{MX} é o nível fluviométrico máximo ocorrido no mês (cm); $EN_{(1+2)}$ e $EN_{(3)}$ são os valores médios mensais de TSM das respectivas regiões (°C); ATN e ATS são os valores médios mensais de TSM do atlântico Norte e Sul (°C), respectivamente; PD é a pressão atmosférica média mensal em Darwin (hPa) e PT é a pressão atmosférica em Tahiti (hPa).

O modelo foi desenvolvido utilizando a série histórica de 1972 a 1998, sendo que a calibração do modelo foi feita usando-se o período de 1981 a 1990. A validação foi desenvolvida para o período de 1991 a 1998. E atualmente o modelo encontra-se em fase de aplicação para o ano de 2007 na Divisão de Hidrometeorologia do Centro Técnico Operacional de Belém do Sistema de Proteção da Amazônia – CTO-BE/SIPAM. Os períodos são ilustrados na figura 3.

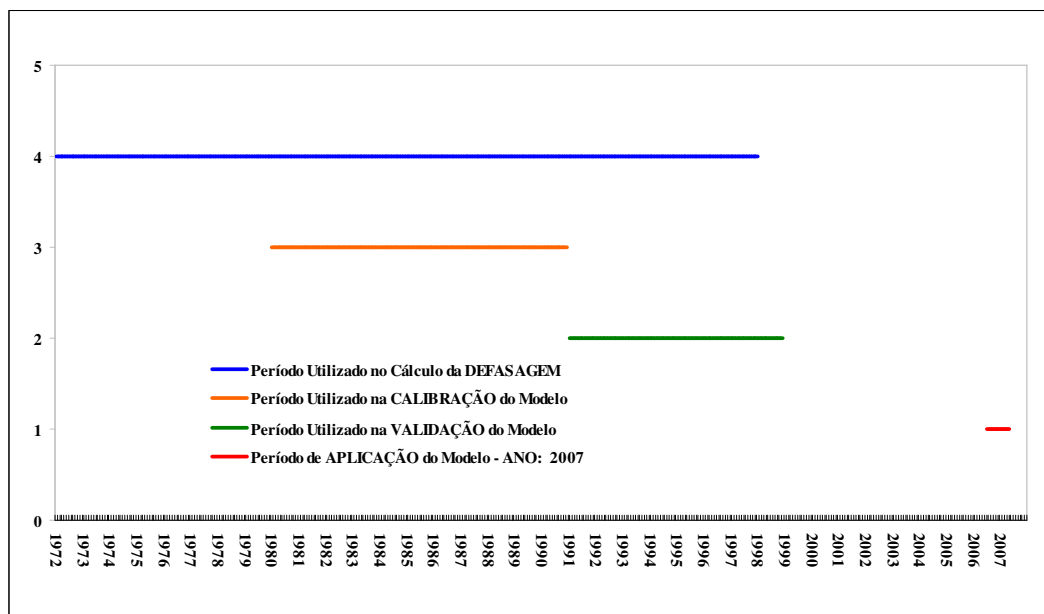


Figura 3 – Série histórica utilizada na elaboração do modelo.

3 – RESULTADOS

As variações extremas do clima na Amazônia em geral estão relacionadas às anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) observadas no Pacífico, nas proximidades da costa do Peru (El Niño/La Niña), no caso do El Niño a pressão atmosférica em Tahiti cai. No Atlântico quando as águas da porção norte estão mais aquecidas existe a tendências de diminuição da precipitação na Amazônia, enquanto que se a porção sul estiver mais aquecida a precipitação na Amazônia é ativada. Os dois eventos podem acontecer conjuntamente, neste caso os efeitos podem ser acentuados e serem mais prolongados.

Assim sendo, para verificar se as variáveis de TSMs do Atlântico e Pacífico e pressões atmosféricas de Darwin e Tahiti contem sinais de variabilidade climática interanuais, responsáveis pelos eventos hidrológicos extremos na Amazônia, empregou-se o método da correlação linear entre estas variáveis e a observação do nível do rio Xingu em Altamira (Tabela 1). Destaca-se que os resultados refletem as ocorrências de precipitações a montante de Altamira, isto é, da nascente do rio até o médio Xingu. Os resultados destas correlações mostram que o El Niño (regiões do Niño

1+2 figura 4 e Niño 3 figura 5) tem uma correlação linear inversa, indicando que este evento climático atua no sentido de inibir as chuvas na bacia do Xingu, concordando com diversos trabalhos feitos para a Amazônia (Marengo, 1992; Marengo e Hastenrath, 1993; Marengo, 1995; Souza et al., 2000). As pressões atmosféricas em Darwin e Tahiti confirmam estes resultados, quando observa-se redução da pressão em Tahiti (águas mais aquecidas no Pacífico leste, situação de El Niño) existe a tendência de redução da precipitação do Xingu (correlação positiva, figura 6), neste caso as pressão atmosférica de Darwin aumenta (correlação positiva, figura 7).

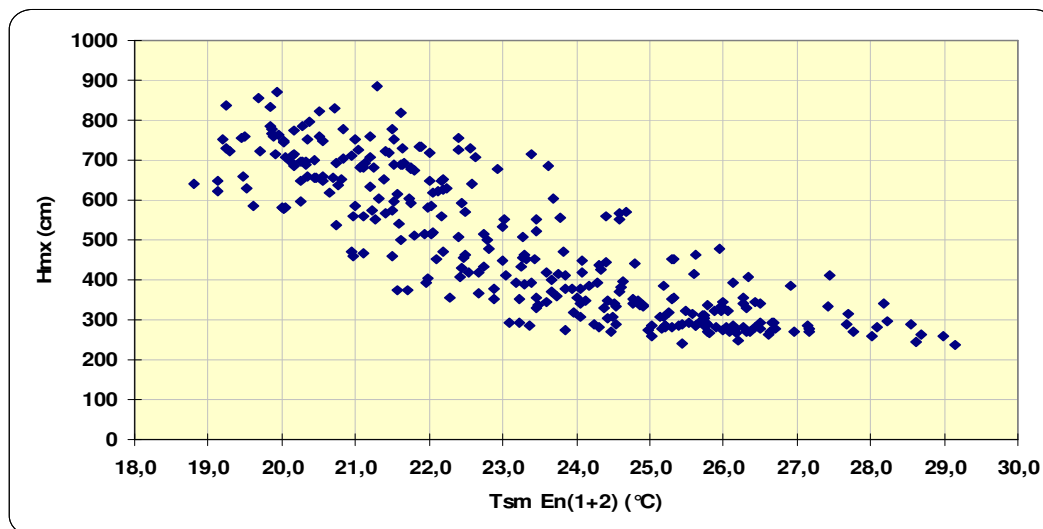


Figura 4 – Relação da TSM do oceano Pacífico, região El Niño (1+2) com nível do Xingu em Altamira H_{MX} .

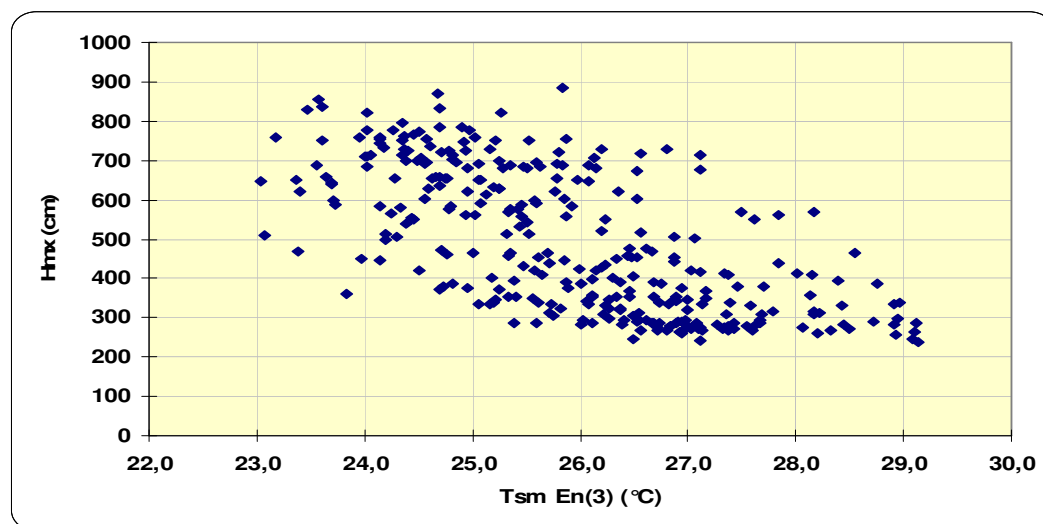


Figura 5 - Relação da TSM do oceano Pacífico, região El Niño (3) com nível do Xingu em Altamira H_{MX} .

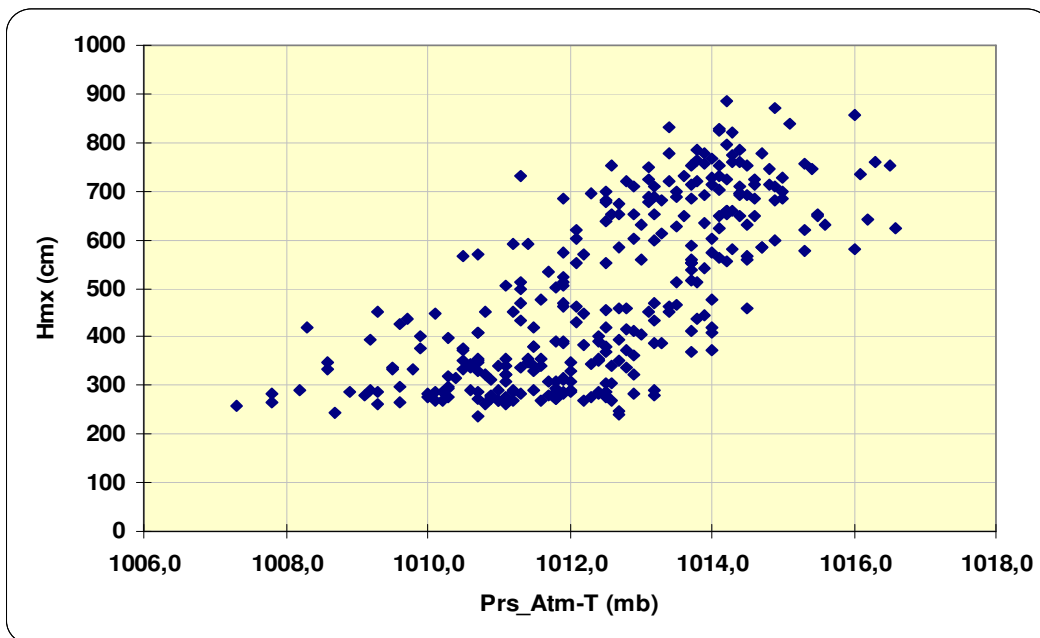


Figura 6 – Relação da Pressão Atmosférica em Tahiti com nível do Xingu em Altamira H_{MX} .

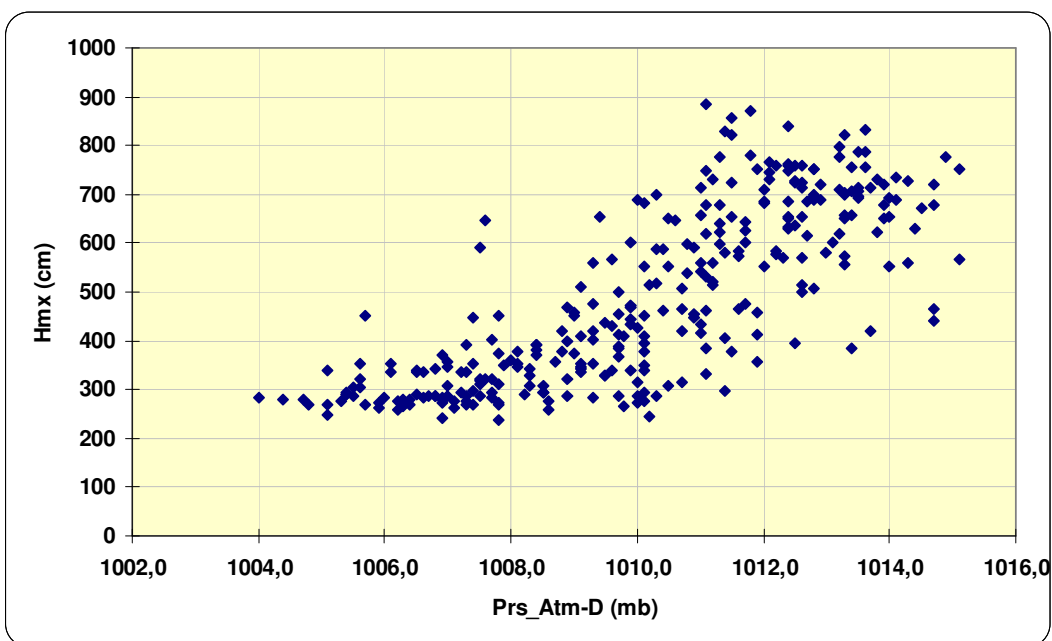


Figura 7 - Relação da Pressão Atmosférica em Darwin com nível do Xingu em Altamira H_{MX} .

O Atlântico também tem um papel preponderante nos extremos climáticos. A figura 8 mostra a existência de uma baixa dispersão entre as observação de níveis do rio Xingu em Altamira e as TSMs observadas no Atlântico norte. As águas estando mais aquecidas no Atlântico norte e mais

frias no sul induzem subsidência do ar na Amazônia inibindo a formação de nuvem, portanto reduzindo a chuva nesta região de acordo com as observações de Moura e Shukla, 1981 e Souza et al., 2005. Entretanto, o alto e médio Xingu apresenta uma relação direta, isto é, quando aumenta a TSM no Atlântico norte o regime pluviométrico do Xingu é ativado, demonstrando que este regime está associado ao aumento da precipitação no centro oeste do Brasil neste período. A boa correlação positiva e a baixa dispersão entre as observações de níveis e as médias de TSMs do Atlântico norte podem ser observados na tabela 1 e na figura 8, respectivamente.

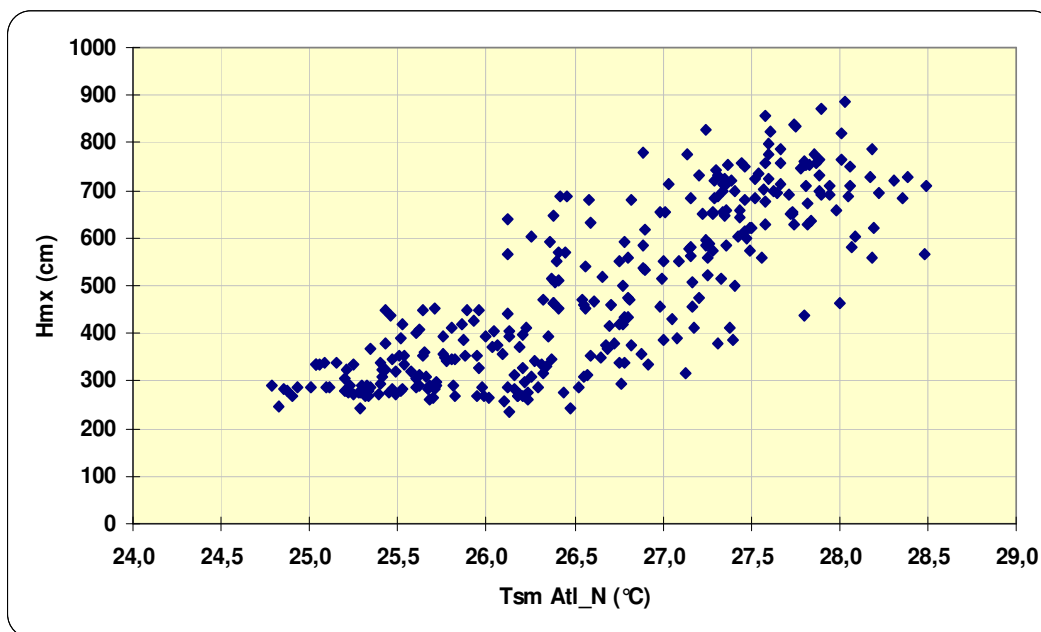


Figura 8 – Relação da TSM do oceano Atlântico Norte com nível do Xingu em Altamira H_{MX} .

O Atlântico sul apresenta uma correlação inversa (negativa) indicando que quando as suas águas nesta região estão mais quentes, favorece a ascensão do ar, e o alto e médio Xingu apresenta uma redução do seu regime pluviométrico (figura 9 e tabela1), situação contrária aquela observada na Amazônia quando o seu regime pluviométrico é ativado.

Ressalta-se que as correlações e dispersões entre as observações de níveis e estas variáveis existem para um lag no tempo de aproximadamente 6 meses, o que pode ser explicado pelo fato que as alterações das TSM dos oceanos demoram a introduzirem as mudanças nos padrões de circulação da atmosfera, indicando que esta situação pode ser utilizada para desenvolvimento de modelos prognósticos. A tabela 1 mostra a definição do tempo de resposta, obtida através da melhor correlação entre as variáveis independentes e a variável dependente, assim sendo o Δt que melhor correlaciona estas variáveis em relação ao nível fluviométrico observado em Altamira no rio Xingu é de aproximadamente seis meses.

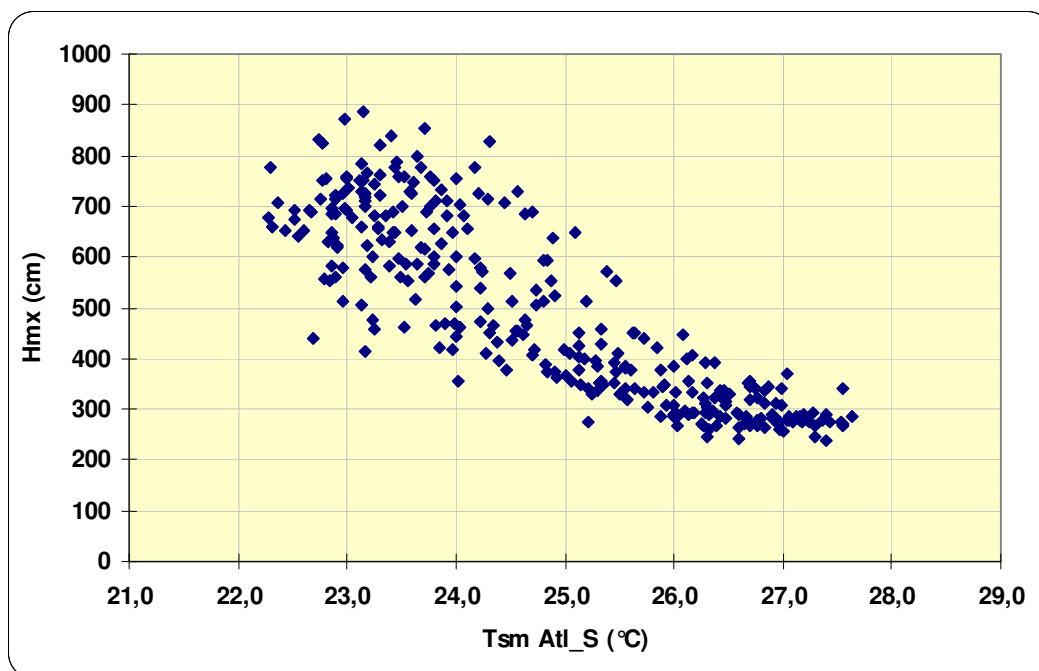


Figura 9 - Relação da TSM do oceano Atlântico Sul com nível do Xingu em Altamira H_{MX} .

Tabela 1 – Resultado da regressão linear para calculo da defasagem (Δt_M).

Correlação	Δt_M (meses)	Coef. Correlação (r)
$H_{MX} \rightarrow EM (1+2)$	6	-0.8438
$H_{MX} \rightarrow EM (3)$	6	-0.6630
$H_{MX} \rightarrow ATN$	6	0.7835
$H_{MX} \rightarrow ATS$	6	-0.8481
$H_{MX} \rightarrow PD$	8	0.7845
$H_{MX} \rightarrow PT$	7	0.7098

A matriz de correlação (tabela 2) mostra o resumo dos coeficientes de correlações obtidos entre as variáveis consideradas cujas séries foram defasadas com um $\Delta t = 6$ meses e os níveis do rio Xingu em Altamira. Os resultados corroboram a análise de dispersão mostrada nas figuras 4 a 9.

Através da matriz de correlação observa-se que no oceano Pacífico Equatorial a região El Niño (1+2) apresenta uma melhor correlação em relação a região El Niño (3) e em ambos os casos a resposta hidrológica do rio Xingu em Altamira é de sinal contrário as TSMs dessas regiões. Em relação ao oceano Atlântico, a porção sul mostrou uma maior correlação sendo ela de sinal contrário, enquanto que a porção norte obteve menor correlação e de mesmo sinal. Os resultados da estatística para as pressões atmosféricas em Tahiti e Darwin foram aproximados, mostrando uma boa correlação de mesmo sinal.

Tabela 2 – Matriz de correlação – Coeficientes de correlação individualmente entre a variável dependente e as variáveis independentes (1972 a 1998).

Matriz de Correl.	Hmx	Tsm EN 1+2	Tsm EN 3	Tsm Atlân_N	Tsm Atlân_S	Prs Darwin	Prs Tahiti
Hmx	1.0000	---	---	---	---	---	---
Tsm EN 1+2	-0.8438	1.0000	---	---	---	---	---
Tsm EN 3	-0.6630	0.8061	1.0000	---	---	---	---
Tsm Atlân_N	0.7835	-0.6665	-0.3716	1.0000	---	---	---
Tsm Atlân_S	-0.8481	0.7840	0.5724	-0.7859	1.0000	---	---
Prs Darwin	0.7845	-0.6098	-0.3285	0.8055	-0.8122	1.0000	---
Prs Tahiti	0.7098	-0.7243	-0.5649	0.6292	-0.6860	0.5348	1.0000

Os resultados desta estatística permitiram o desenvolvimento de um modelo para previsão de eventos extremos (ocorrências de máximos fluviométricos), considerando-se a defasagem de seis meses. Portanto, calibrou-se um modelo estatístico baseado em correlação linear múltipla entre o nível do rio Xingu em Altamira e as TSMs do Atlântico norte e sul, as regiões do Niño 1+2 e 3 e as pressões atmosféricas de Darwin e Tahiti, obteve-se assim a equação de previsão de nível máximo que o rio Xingu em Altamira pode atingir, para uma antecedência de 6 meses:

$$H_{MX}(t+6) = -21845,54117 - 15,45126.EN_{(1+2)}(t) - 27,54632.EN_{(3)}(t) + 36,98532.ATN(t) - 21,14065.ATS(t) + 15,40539.PD(t-2) + 7,29817.PT(t-1) \quad (8)$$

A estatística de regressão da calibração do modelo é mostrada na tabela 3, que demonstra a ótima correlação encontrada, $r=0,9332268417$.

Tabela 3 – Resumo estatístico da regressão linear múltipla.

<i>Estatística de regressão</i>	
r	0.9332268417
R ²	0.8709123380

A figura 10 mostra o resultado da validação para o período de 1991 a 1998. Observa-se que o modelo estatístico apresenta um bom indicativo de sua utilidade na previsão dos máximos do nível do Xingu. Os picos do nível fluviométricos, observado entre março e abril, precisam de um melhor ajuste, pois apresentam um erro médio de aproximadamente 20 cm.

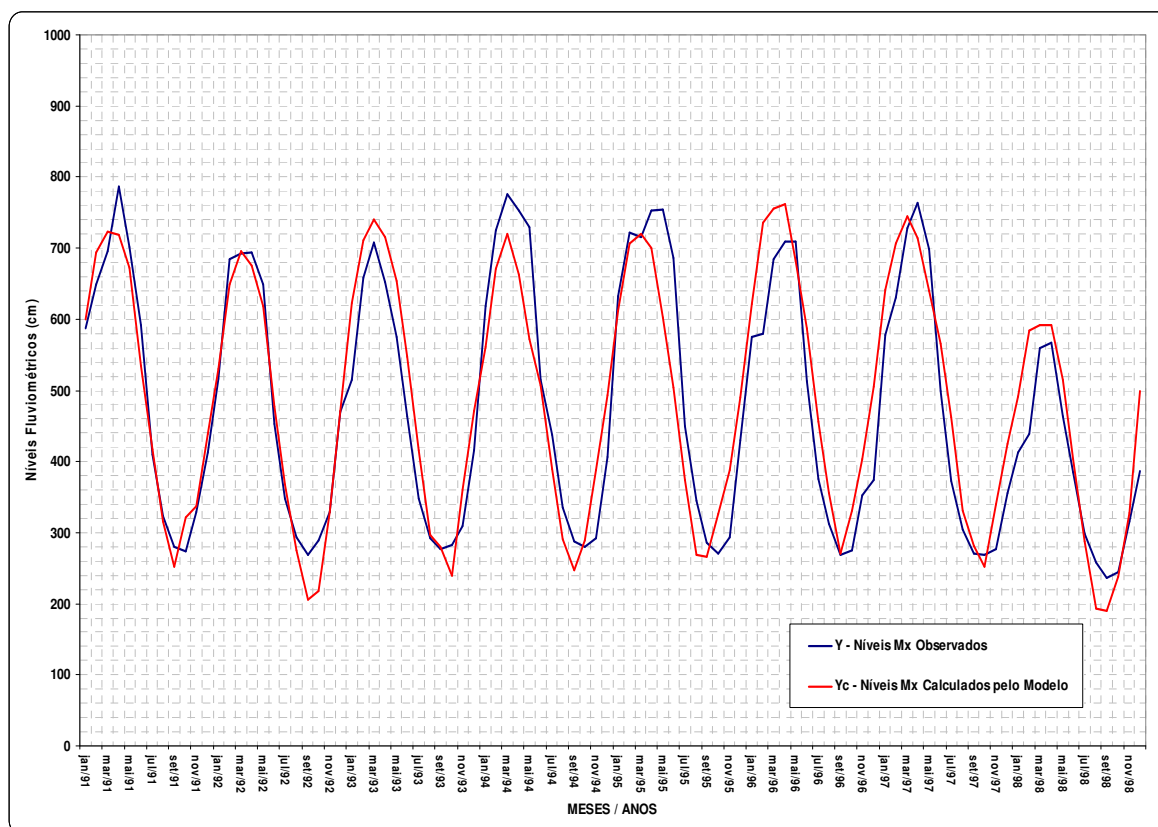


Figura 10 - Fluviograma simulado/observado no período de 1991 a 1998 para níveis máximos do Xingu emn Altamira.

A figura 11 mostra a aplicação experimental feita pelo Centro Técnico Operacional de Belém (CTO-BE) do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM). O modelo apresentou um erro de aproximadamente 10 cm em março e 20 cm em abril deste ano. Estes resultados já foram utilizados pela Defesa Civil do Estado do Pará para a tomada de decisão e programação das campanhas de atuação para mitigação dos danos provocados pelas enchentes do Xingu.

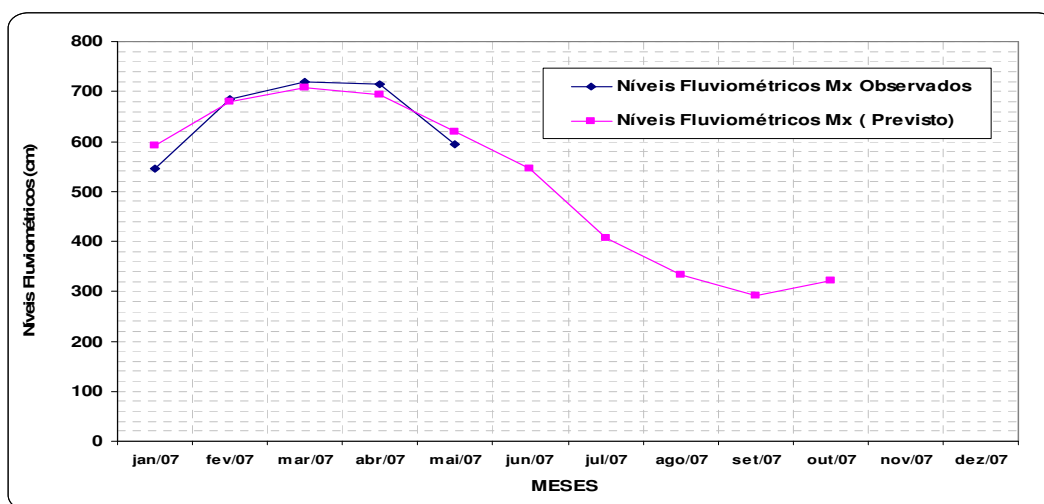


Figura 11 - Resultado da previsão de níveis máximos do rio Xingu em Altamira para 2007.

4 – CONCLUSÕES

Os resultados mostram que as variações climáticas estão relacionadas com as alterações de TSMs observadas no Atlântico e Pacífico, estas oscilações alteram o padrão de circulação atmosférica e provocam variações no regime pluviométrico e, por consequência, no regime fluviométrico dos rios da Amazônia, neste caso do Xingu.

Observou-se que na presença do El Niño no Pacífico leste, as águas estão mais aquecidas que o normal (regiões do Niño 1+2 e Niño 3) resultando numa subsidência na Amazônia, provocando a redução no regime fluviométrico na bacia do Xingu a montante de Altamira. As pressões atmosféricas em Darwin e Tahiti também reafirmam estes resultados.

O oceano Atlântico também exerce um certo controle do regime fluviométrico da bacia do Xingu a montante de Altamira. Quando as águas do Atlântico norte estão mais aquecidas que o sul, o regime fluviométrico do Xingu a montante de Altamira é ativado, indicando que o regime hídrico do Xingu está associado a precipitação no centro oeste do Brasil que nesta configuração de TSMs do Atlântico é intensificado. O Atlântico sul apresenta uma correlação inversa (negativa) indicando que quando as suas águas nesta região estão mais quentes, favorece a redução do seu regime pluviométrico.

Como o tempo de resposta da atmosfera em relação a alteração do padrão de configuração de TSM dos oceanos é retardado, as melhores correlações entre as observações de níveis e estas variáveis oceânicas foram encontradas para um Δt de aproximadamente 6 meses.

O modelo estatístico desenvolvido para a previsão de níveis máximos do rio Xingu em Altamira apresenta resultados satisfatórios, entretanto ainda não encontra-se em fase operacional, todavia, seus resultados já vem sendo utilizados pela Defesa Civil do Estado do Pará.

BIBLIOGRAFIA

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. *Climanálise-Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 5(6): 36-48, Junho de 1990.

MARENGO, J.A. Interannual variability of surface climate in the Amazon Basin. *International Journal of Climatology*, 12, p.853-863, 1992.

MARENGO, J.A. Variations and change in South American streamflow. *Climate Change*, 31:99-117, 1995.

MARENGO, J., HASTENRATH, S, 1993: Case studies of extreme climatic events in the Amazon basis. *J. Climate*, 6: 617-627.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; UVO, C. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazon, eastern Brazil, and northwestern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 103(D2):1775-1783, 1998.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; SAMPAIO, G. On the Associations Between Hydrometeorological Conditions in Amazônia and the Extremes of the Southern Oscillation. Disponível em:<<http://www.unesco.org/uy/phi/libros/enso/marengo.pdf>> Acesso em 17 de maio de 2007.

MONTROY, D. L. Linear relation of Central and Eastern North American Precipitation to tropical Pacific sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*. p. 541-558, 1997.

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 the Atmospheric Science*, 38: 2633-2675, 1981.

RICHEY, J.; NOBRE,C.; DESER, C. Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, 246, 101-103, 1989.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE,C. On the influences of the el Niño, la Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazônica*, 30 (2): 305-318, 2000.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and Submonthly Variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the Autumn Rainy Season. *Theoretical And Applied Climatology*, Austria, v. 81, p. 177-191, 2005.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. D8, p. 9097-9106, 1999.