

AVALIAÇÃO DA SECA DE 2005 E 2010 NA AMAZÔNIA: ANÁLISE DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SOLIMÕES

EVALUATION THE DROUGHT 2005 AND 2010 IN AMAZON: ANALYSIS THE SOLIMÕES BASIN

SEQUÍA EVALUACIÓN DE 2005 E 2010 EN EL AMAZONAS: ANÁLISIS DE LA CUENCA DEL RÍO SOLIMÕES

Edivaldo Afonso de Oliveira Serrão¹, Cleber Assis dos Santos², Romero Thiago Sobrinho Wanzeler², Layrson de Jesus Menezes Gonçalves³, Aline Maria Meiguins de Lima⁴

¹Universidade Federal do Pará, Laboratório de Estudos e Modelagem Hidroambientais, IG/UFPA, Belém – PA.
oliveiraserrao@gmail.com.

²Universidade Federal do Pará, IG/UFPA.

³Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE.

⁴Universidade Federal do Pará, PPGCA/FAMET/UFPA

RESUMO

A bacia hidrográfica do rio Solimões tem sua recarga hídrica modulada por diversos sistemas atmosféricos, onde a porção norte sofre maior influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a porção sul tem influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), bem como aglomerados convectivos e sistemas frontais atuantes nessa região. Contudo eventos de El Niño e Dipolo do Atlântico podem modular o regime pluvial causando estiagens severas. O objetivo deste estudo foi analisar o comportamento pluviométrico na bacia hidrográfica do rio Solimões nos anos de 2005 e 2010, marcados como as maiores secas do século na Amazônia. Os resultados obtidos mostraram que a pluviometria na bacia do rio Solimões foi drasticamente reduzida na região sudoeste em 2005. Já em 2010 toda a porção oeste e sul da bacia foram afetadas durante a seca. Este comportamento está vinculado ocorrência dos fenômenos ENOS fase positiva e do dipolo do Atlântico positivo, que são fortes moduladores da precipitação na Amazônia. Logo, observa-se que o rio Solimões tem sofrido com os fenômenos climáticos que atuam na Região Amazônica, com consequente repercussão nas cidades que se localizam as suas margens.

Palavras-chave: Seca; Amazônia; Solimões; El Niño; Dipolo do Atlântico.

ABSTRACT

The basin of the Solimões river has its water recharge modulated by various weather systems, where the northern part suffers greater influence of Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the southern portion influences the convergence zone of the (SACZ) south Atlantic and convective clusters and frontal systems operating in this region. However events of El Nino and the Atlantic Dipole can modulate the rainfalls causing severe droughts. The objective of this study was to analyze the rainfall behavior in the basin of the Solimões River in 2005 and 2010, marked the worst droughts of the century in Amazonia. The results showed that the rainfall in the Solimões basin has been drastically reduced in the southwest region in 2005. In 2010 the entire western and southern portion of the basin were affected during drought. This behavior is linked occurrence of ENSO phenomena positive phase and the positive dipole Atlantic, which are strong modulators of precipitation in the Amazon. Therefore, it is observed that the Solimões river has suffered from the weather phenomena that operate in the Amazon region, with consequent impact on the cities that are located on its banks.

Keywords: Drought; Amazon; Solimões; El Niño; Atlantic Dipole.

RESUMEN

La cuenca del río Solimões tiene su recarga de agua modulada por diversos sistemas meteorológicos, en la parte norte sufre una mayor influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la parte sur influye en la zona de convergencia del (ZCAS) racimos sur Atlántico y convectivas y frontal sistemas que operan en esta región. Sin embargo los eventos de El Niño y el Dipolo del Atlántico pueden modular las lluvias causando severas sequías. El objetivo de este estudio fue analizar el comportamiento de las lluvias en la cuenca del río Solimões en 2005 y 2010, marcó las peores sequías del siglo en la Amazonia. Los resultados mostraron que la precipitación en la cuenca Solimões se ha reducido drásticamente en la región suroeste en 2005. En 2010 toda la parte occidental y meridional de la cuenca se vieron afectados durante la sequía. Este comportamiento está vinculado a la ocurrencia de fenómenos ENSO fase positiva y el dipolo positivo del Atlántico, que son fuertes moduladores de la precipitación en el Amazonas. Por lo tanto, se observa que el río Solimões ha sufrido de los fenómenos meteorológicos que operan en la región amazónica, con el consiguiente impacto en las ciudades que se encuentran en sus orillas.

Palabras clave: la sequía; Amazon; Solimões; El Niño; Dipolo del Atlántico.

1. INTRODUÇÃO

A discussão dos reflexos das variações associadas ao comportamento da precipitação pluviométrica na bacia Amazônica tem se ampliado a partir das pesquisas sobre mudanças climáticas e a contribuição do desmatamento para ocorrência destas (NEPSTAD et al. 2004; LI et al., 2008; ZENG et al., 2008; PHILLIPS et al., 2009; DAVIDSON et al., 2012). As atuais projeções de mudanças climáticas globais indicam que, assim como a maioria das regiões do mundo, o Brasil também estará vulnerável aos efeitos das mudanças climáticas. Como a população e as atividades são sensíveis ao clima, a natureza e o nível das mudanças no futuro podem ser muito importantes para a vida no país (MARENGO et al., 2011a).

Neste âmbito a bacia hidrográfica do rio Amazonas, que abrange 9 estados brasileiros e mais 8 países da América do Sul, está no auge das preocupações com o clima global. A partir disto estudar suas sub bacias torna-se primordial tanto no monitoramento, quanto na prevenção de desastres naturais. A bacia hidrográfica do rio Solimões é a maior sub bacia ocidental coletora da região Amazônica, estende-se desde a Colômbia (12,15%), Equador (5,87%), Peru (39,09%) até o Brasil (42,89%) com uma área total de 2.214.327 km². O rio Solimões e tributários (Rio Marañon, Rio Ucayali, Rio Javari, Rio Putumayo, Rio Caquetá, Rio Jandiatuba, Rio Jutáí, Rio Juruá, Rio Tefé, Rio Mamiã, Rio Purus) drenam uma vasta região do Peru e muitos de seus afluentes são oriundos da cordilheira dos Andes seguindo para as planícies amazônicas. Após a confluência com o rio Negro, próximo à cidade de Manaus, recebe a denominação de rio Amazonas. Com precipitação média de aproximadamente 2300 mm/ano, embora tenham regiões (na fronteira entre Brasil, Peru, Colômbia e encosta dos andes) em que o total anual atinge de 3500 mm a 4000 mm (VAL et al., 2010). Para MARENGO et al. (2009) uma das características mais importantes de regiões tropicais-equatoriais, como a Amazônia, são as variações das precipitações em escalas interanuais e interdecadais.

Conhecer a distribuição espacial da precipitação pluvial é de suma importância, pois possibilita avaliar o comportamento desta variável aplicado a modelagem hidrológica de bacias hidrográficas (LI et al., 2010), transporte de poluentes (MORUZZI et al., 2012), dinâmica de rios e estimativa de perdas de solo (CUARTAS et al., 2012), disponibilidade hídrica para cultivos (SANTI et al., 2012) e eventos extremos como enchentes e estiagem (KEENAN et al., 2014). Além de ser fundamental para a gestão dos recursos hídricos, desenvolvimento e planejamento ambiental (FILHO et al., 2013).

Dentre as razões que explicam o regime pluvial na região Amazônica, destacam-se (FISCH et al., 1998; MARENGO, 2009; ALCANTARA, 2011): o deslocamento meridional (norte-sul) da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); processos de convecção organizada associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); brisa fluvial; a circulação geral da alta troposfera, principalmente por aqueles que causam a

convecção e precipitação associada; aquecimento ou resfriamento anômalo da temperatura da superfície do mar no Pacífico tropical, fenômenos conhecidos respectivamente como El Niño e La Niña; bem como os eventos de Linhas de Instabilidade (LI), e nos últimos 10 anos a configuração do Dipolo do Atlântico vem afetando a distribuição de chuvas na bacia Amazônica.

O monitoramento hidrológico deveria ser uma forma de antecipar tais eventos, porém, dada as dimensões da bacia Amazônica e os custos de logística para a manutenção continuada das estações, a atual rede não consegue atender e aferir de forma homogênea espacialmente as demandas da bacia. A consequência direta está na dificuldade de gerar alertas preventivos para as comunidades e cidades que possam ser afetadas tanto pelos eventos mais chuvosos quanto pelos de escassez hídrica (SEYLER et al., 2009).

Com base nestes aspectos, o objetivo deste trabalho foi realizar uma análise espacial da precipitação pluviométrica na bacia hidrográfica do rio Solimões com ênfase nos anos de 2005 e 2010, marcados por serem as duas maiores secas na Amazônia nos últimos 112 anos. Por meio de técnicas de geoprocessamento, pode-se avaliar a intensidade dessas estiagens bem como acompanhar sazonalmente estes anos e assim identificar os sistemas atmosféricos atuantes nessa região, associados a estes eventos.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática empregada adotou o conceito de Garcez e Alvarez (1988) que afirmam que bacia hidrográfica é uma área definida e fechada topograficamente num ponto do curso de água, de forma que toda a vazão afluente possa ser medida ou descarregada através desse ponto. A definição dos limites da bacia do rio Solimões (Figura 1) foi realizada a partir da rede hidrográfica nacional, classificada segundo o sistema Otto Pfafstetter, adotando as sub bacias definidas como de “Ordem 2” (Resolução CNRH n. 30/2002).

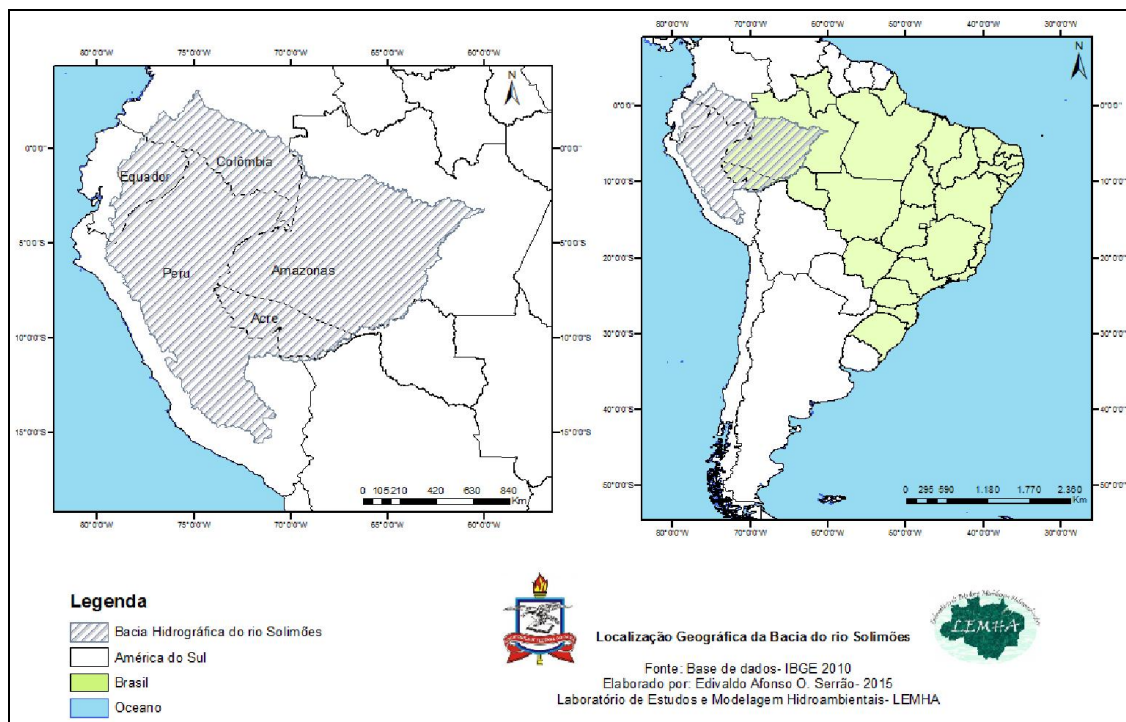


Figura 1: Localização da área de estudo, bacia hidrográfica do rio Solimões, em toda sua porção territorial (Peru, Equador, Colômbia, e parte do Brasil).

A precipitação pluviométrica, dos anos de 2005 e 2010, foi obtida a partir dos dados do sensor 3B43 Versão 7 do TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) disponibilizados pela National Aeronautics and Space Administration (NASA) disponível no <<http://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm>>, através do Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS).

O produto 3B43, ou TRMM and Other Sources Rainfall Product (HUFFMANET al., 1995; HUFFMAN et al., 2007) corresponde a series temporais de dados médios mensais de chuva, em milímetros por hora (mm hr^{-1}), calculado a partir dos sensores de Radar de precipitação (Precipitation Radar - PR); Imageador de Micro-Ondas (Microwave Imager- TMI); Escaneador do visível e infravermelho (Visible and Infrared Scanner - VIRS), entre outros sensores a bordo do TRMM, assim como dados de pluviômetros em estações provenientes do Global Precipitation Climatological Center (GPCC) produzido pelo serviço meteorológico alemão, World Climate Research Programme (WCRP) e o Sistema de Observação Global do Clima (GCOS). Os dados do produto 3B43 utilizados estão no formato Network Common Data Form (NetCDF) em uma grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, recobrando o globo terrestre entre as latitudes 50°N a 50°S . O software Arc Gis foi usado para a elaboração da cartografia resultante, a partir da importação do arquivo (NetCDF) do TRMM através da ferramenta (*Make NetCDF Raster Layer*) inserido na extensão (*Multidimension Tools*).

Os anos de ocorrência e duração dos eventos El Niño, assim como os valores do Índice Oceânico do Niño (ION) são oriundos do Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (período 1950-2013) obtido através do monitoramento anual realizado pela NOAA, disponível e gratuito em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>. O ION é um índice que identifica as anomalias da superfície do mar na região do Niño 3.4, (5°N , -5°S) e (170° , -120°W) no oceano Pacífico, por meio de uma média móvel de três meses. Quando o índice for maior que $+0,5^\circ\text{C}$ por no mínimo cinco meses consecutivos é caracterizado um El Niño; quando menor que $-0,5^\circ\text{C}$ em cinco meses consecutivos, é caracterizado uma La Niña.

Para a elaboração da distribuição espacial de temperatura da superfície do mar (TSM), utilizou-se os dados de anomalias anuais em graus célsius, proveniente do bando de dados do Earth System Research Laboratory/Physical Sciences Division/National Oceanic and Atmospheric Administration (ESRL/PSD/NOAA). Arquivo no formato NetCDF, abrangendo os oceanos atlântico e pacífico. Acessados em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.kaplan_sst.html>. Logo pode-se fazer a identificação de regiões anômalas associados aos fenômenos acoplados oceano-atmosfera aqui estudados (El Niño e Dipolo do Atlântico) utilizando o software Arc Gis pela ferramenta (*Make NetCDF Raster Layer*) realizou-se a cartografia resultante.

Os dados de cotas fluviométricas (série de 1995 a 2012) são oriundos do banco de dados da Agencia Nacional de Águas (ANA) observados a partir do site <<http://hidroweb.ana.gov.br/>> para sete estações fluviométricas (Manacapuru, Codajás, Coari, Tefé, Fonte Boa, São Paulo de Olivença e Tabatinga) cobrindo o baixo, médio e alto Solimões. Estes foram tratados utilizando o software Sistema de Informações Hidrológicas (Hidro/ANA) para acesso e visualização dos dados hidrológicos.

Os demais tratamentos envolveram: a análise de consistência, tendo sido executados procedimentos de cálculo dos valores médios de cota fluvial no *Microsoft Excel*; cálculo médio da precipitação de 2005 e 2010 em quatro trimestres (janeiro a março; abril a junho; julho a setembro e outubro a dezembro). Para isso usou-se a mesma metodologia empregada para visualizar a precipitação (ferramenta *Make NetCDF Raster Layer*). Já no cálculo médio da precipitação em 2005 e 2010 para os quatro trimestres, empregou-se o operador matemático, (*Raster Calculator*) a partir da ferramenta de modelagem de Raster (*Spatial Analyst*) disponíveis no software Arc Gis. Gerando um novo *shapefile* referente a média pluviométrica calculada no trimestre, esta já distribuída espacialmente na bacia hidrográfica do rio Solimões.

Na identificação dos sistemas atmosféricos atuantes na Amazônia, utilizou-se os Boletins Climáticos e imagens de satélite (ambos disponibilizados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC do INPE). A partir disto pode-se fazer uma avaliação dos sistemas que atuaram e desfavoreceram as chuvas na Amazônia e especificamente na bacia hidrográfica do rio Solimões.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Distribuição da Precipitação Pluviométrica em 2005 na Bacia do Rio Solimões

A distribuição dos valores de precipitação pluviométrica na bacia do Solimões em 2005 foi estruturada em quatro estágios (A até D), referentes aos quatro trimestres do ano (Figura 2). No estágio A de (Jan-Mar) durante o verão no hemisfério sul, já há evidência de áreas com baixos índices pluviométricos de $0,14$ a $0,27$ mm.hr^{-1} contornando a região andina, do sul do Peru até o extremo norte da bacia na Colômbia e com máximo de pluviosidade em $0,95$ mm.hr^{-1} , na parte oriental da bacia.

No estágio B de (Abr-Jun) este refere-se ao outono e início do inverno no hemisfério sul, o avanço da estiagem é mais perceptível tomando toda a porção sul da bacia, sendo na região de contorno andino no Peru e o estado do Acre onde não há registros de chuva. De forma geral as chuvas se concentraram na porção norte da bacia, especialmente acima da linha do equador com máximo de $1,40$ mm.hr^{-1} , sendo possível associar a ZCIT que permaneceu mais ao norte nesse período (SAMANTA et al., 2010).

O estágio C de (Jul-Set) é o ápice da estiagem em 2005, onde 80% da bacia hidrográfica foi afetada, todo o estado do Acre, grande parte do estado do Amazonas e a porção central e sul do Peru, foram atingidos por essa seca extrema, sem nenhum registro de chuvas nesta vasta porção territorial.

A ocorrência do fenômeno El Niño a partir de outubro de 2004, associado ao dipolo positivo no Atlântico tropical Norte em 2005, trouxe como consequência a diminuição das precipitações na parte sul e oeste da bacia Amazônica (MARENGO et al., 2011b). Esse déficit na recarga hídrica influenciou os níveis de cota e vazão fluviais dos rios ao sul na Amazônia, afetando diretamente o nível do rio Solimões.

Tomasella e Marengo (2011) concluíram que o “acoplamento” destes fenômenos atmosféricos influenciaram desfavoravelmente as cheias e recargas dos rios da Amazônia ocidental durante o período chuvoso de dezembro 2004 até março 2005. Níveis tão baixos de precipitação pluviométrica acarretados pela interação destes sistemas atmosféricos ocasionaram uma estiagem na bacia coletora a oeste (rio Solimões) influenciando diretamente no nível e na vazão fluvial do rio Amazonas.

Outro fator agravante e com grande risco ecológico e social foi o aumento de queimadas durante a estação seca. Marengo et al. (2008) afirma que seca de 2005 foi também caracterizada por incêndios prolongados na região, o que sugere que a interação seca-fogo não é necessariamente restrito a eventos como El Niño, mas também envolve (NEPSTAD et al., 2004): a duração da estação seca, a intensidade da estação chuvosa e o balanço hídrico regional, bem como altas temperaturas do ar reduziria a umidade atmosférica e essa intensa evaporação pode afetar o teor de umidade do solo, o deixando mais propício a ocorrência de incêndios.

A distribuição das chuvas configura-se de forma irregular com uma acentuação na porção central, que climatologicamente coincide com a área de um dos máximos de precipitação registrados para a América do Sul (REIBOTA et al., 2010). Para o estágio D de (Out-Dez) tem-se o estágio de recuperação da bacia, com precipitação de forma intercalada predominando níveis pluviais de $1,0$ a $1,25$ mm.hr^{-1} , o máximo pluvial de $1,76$ mm.hr^{-1} , existindo áreas isoladas de baixos índices pluviométricos variando de $0,50$ a $0,75$ mm.hr^{-1} .

Observa-se que os valores de precipitação ficaram abaixo da média climatológica para a bacia Amazônica para o mesmo período. Esta irregularidade na distribuição da precipitação pluvial se dá pelos sistemas meteorológicos, especialmente no ano de 2005, quando evidenciou-se uma das maiores secas na Amazônia (LEWIS et al., 2011).

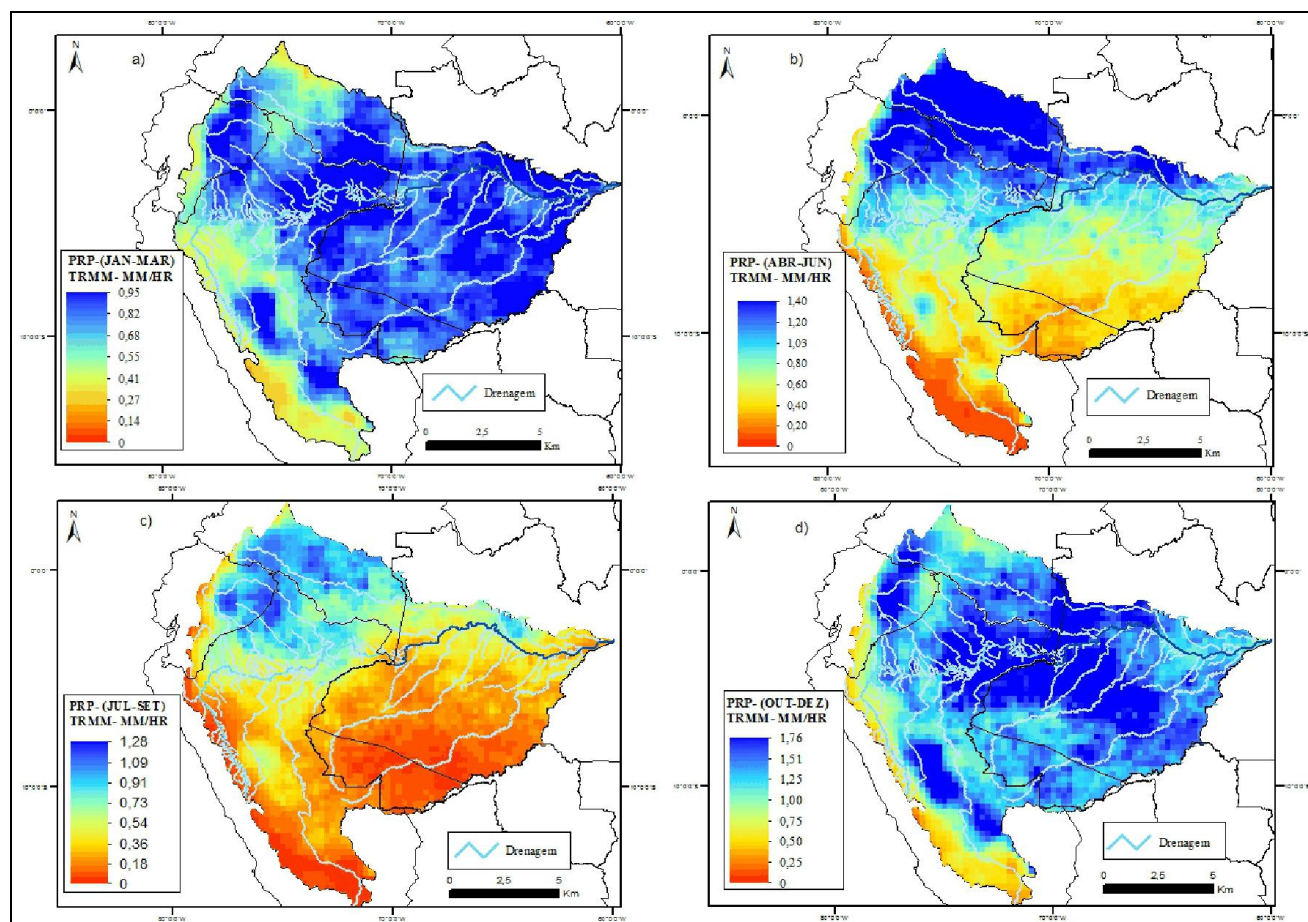


Figura 2: Espacialização da precipitação pluviométrica na bacia do rio Solimões para o ano de 2005 por trimestre.

3.2 Distribuição da Precipitação Pluviométrica em 2010 na Bacia do Rio Solimões

A análise da distribuição dos valores de precipitação pluvial na bacia do Solimões para 2010 assim como em 2005 foi dividida em quatro estágios (A até D) referentes aos quatro trimestres do ano (Figura 3). No primeiro estágio (A) de (Jan-Mar) mesmo no verão austral o maior índice de chuva foi de $1,17 \text{ mm.hr}^{-1}$, ainda que superior ao ano de 2005 com máximo de $0,95 \text{ mm.hr}^{-1}$. De forma geral as chuvas nesse período se concentraram mais intensas no lado leste da bacia, com exceção do sudeste do Peru, condizente com a área de contorno dos alísios com o Andes. Já no leste da bacia e no médio e baixo Solimões, predominaram chuvas entre $0,67$ a $0,84 \text{ mm.hr}^{-1}$.

O estágio B de (Abr-Jun) é similar ao ano de 2005, com a porção sul da bacia do Solimões com baixos níveis de pluviosidade, onde o Peru ocidental foi fortemente afetado com a estiagem sem registro de chuvas. O estado do Acre e o sudoeste do Amazonas registraram pluviometria entre $0,34$ a $0,51 \text{ mmhr}^{-1}$ estes valores foram abaixo do observado no mesmo período em 2005. O norte da bacia apresentou os maiores níveis de chuva, com máximo de $1,20 \text{ mm.hr}^{-1}$, 20 mm abaixo do registrado em 2005. Observa-se que a distribuição espacial das chuvas é menor no sentido da foz do rio, em Manaus, com pluviometria de $0,68 \text{ mm.hr}^{-1}$ e maior intensidade no médio Solimões.

Para a configuração C de (Jul-Set) ocorreu o agravamento da estiagem de 2010, Marengo et al. (2011b) afirmam que o ano de 2010 contou com um período seco mais generalizado na floresta amazônica, do que o observado em 2005; este teria tido início no verão austral durante o El Niño e, em seguida, foi intensificado como consequência do aquecimento do Atlântico Norte tropical. Lewis et al. (2011) discutem o

déficit hídrico climatológico máximo (MCWD) ocorrido durante as secas de 2005 e 2010; e atestam que secas repetidas podem ter impactos importantes de escala decadal sobre o ciclo global do carbono. Houve ainda o rebaixamento dos níveis de água e seca completa de cursos d'água menos caudalosos e tributários de rios na bacia Amazônica (ESPINOZA et al., 2011).

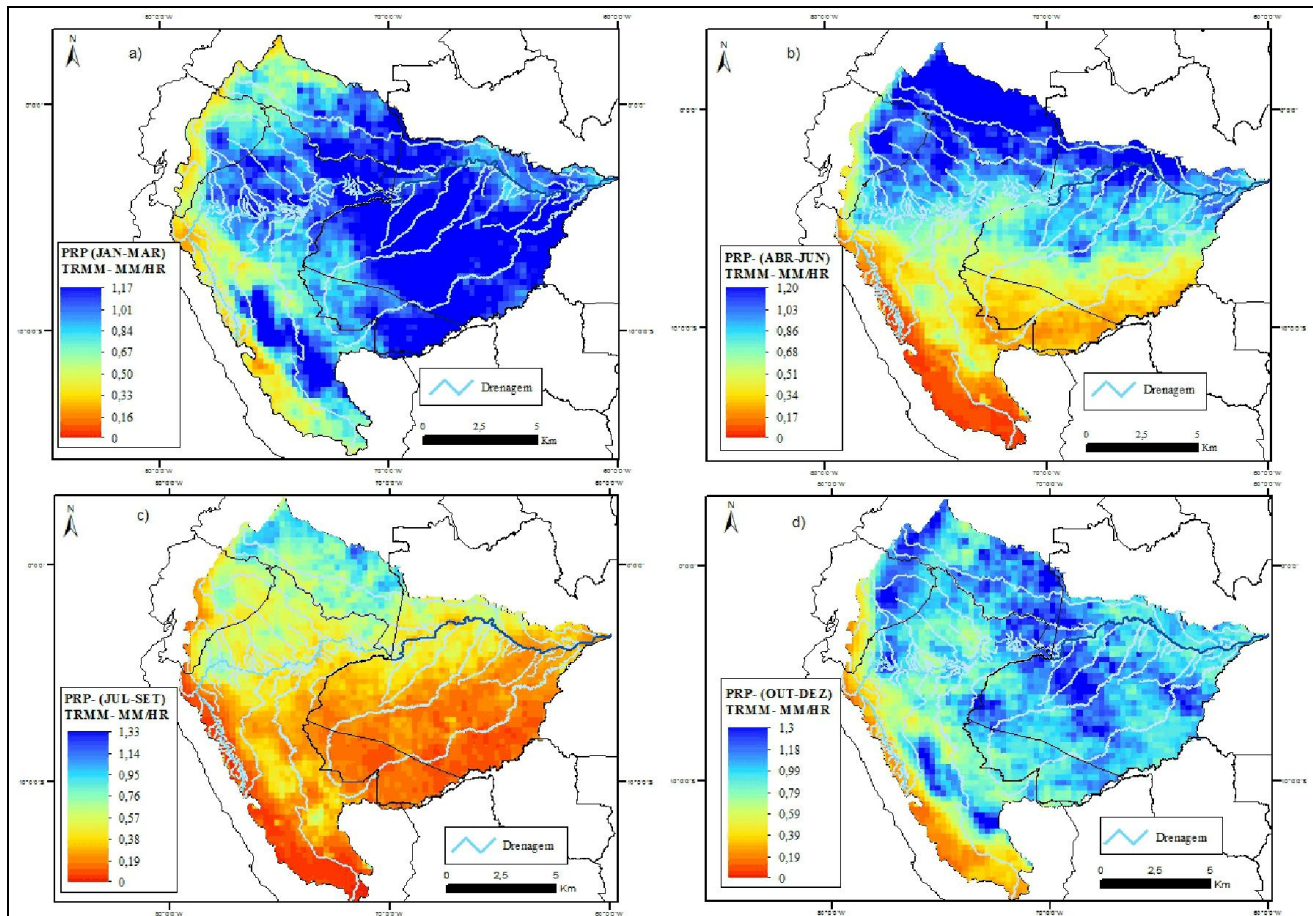


Figura 3: Espacialização da precipitação pluviométrica na bacia do rio Solimões para o ano de 2010 por trimestre.

Observando a Figura 3c nota-se que a região sul da bacia do Solimões foi a mais afetada sem registro de precipitação, a exemplo do estado do Acre, onde toda sua porção territorial foi atingida pela estiagem. O fenômeno causou graves problemas socioambientais, especialmente às populações ribeirinhas, que ficaram isoladas por dependerem dos rios para seu deslocamento (ASNER et al., 2010). O extremo norte da bacia do Solimões, na Colômbia, registrou chuvas de $0,76 \text{ mm.hr}^{-1}$ com máximo de $1,14 \text{ mm.hr}^{-1}$. Esta região é próxima a área de maior índice de chuva da América do Sul, compreendendo a extremidade do estado do Amazonas fronteira com a Colômbia e Venezuela, conhecida como “cabeça do cachorro”, com totais mensais de até 480 mm/mês (MOLION, 1987; REIBOTA et al., 2010).

Para Marengo et al. (2008) e Lewis et al. (2011) assim como em 2005, a seca de 2010 foi relacionada com a ocorrência dos sistemas acoplados oceano-atmosfera de grande escala (El Niño e Dipolo do Atlântico), estes influenciaram os níveis pluviométricos da Amazônia em 2010, desintensificando as chuvas, especialmente na porção sul; diminuindo a recarga hídrica dos tributários a sul, afetando diretamente o nível fluvial do rio Solimões.

Ainda no âmbito ambiental a seca de 2010 na Amazônia pode ter sido ainda mais devastadora para suas florestas do que a seca de 2005, esta antes considerada a mais severa no último século. Embora a

quantidade de chuvas em 2010 em toda a bacia tenha sido superior à de 2005, os efeitos sobre a vegetação foram muito mais extensos. Enquanto a mortalidade de árvores em 2005 atingiu 2,5 milhões km², em 2010 o impacto espalhou-se a 3,5 milhões km², ou seja, atingiu mais de 50% de todo bioma 5,3 milhões km² (TATTON, 2011).

Na configuração do estágio D de (Out-Dez) a bacia do Solimões entrou em uma fase de recuperação hídrica, observa-se índices pluviométricos a partir de 0,79 mm.hr⁻¹ por toda a bacia, com registro máximo de 1,18 mm.hr⁻¹ no norte e noroeste do Solimões e na encosta dos Andes no Peru. Durante o outono do hemisfério sul, o Atlântico tropical continuou aquecido, contudo no Pacífico tropical o fenômeno El Niño foi substituído pela fase fria, La Niña a partir de outubro de 2010 favorecendo a precipitação na região afetada (TOMASELLA; MARENGO, 2011).

3.3. Análise Sinótica e Hidrometeorológica

A seca de 2005 foi estudada a partir de perspectivas meteorológicas e hidrológicas, onde grandes extensões do sudoeste da Amazônia e toda a porção sul ocidental e oriental da Amazônia em 2010 sofreram as secas mais intensas dos últimos 112 anos. Esta não afetou da mesma forma o leste da Amazônia, padrão diferente daqueles relacionados somente ao fenômeno El Niño, como em 1998 (ZENG et al., 2008).

Yoon e Zeng (2010) constataram que apenas uma fração da variabilidade da precipitação na Amazônia pode ser explicada pelo ENOS, e que esta relação é mais atuante somente durante a estação chuvosa. É sugerido também que a influência do Atlântico Tropical Norte na variabilidade climática na região Amazônica pode ser comparada às teleconexões com o ENOS do oceano Pacífico. Liebmann e Marengo (2001) e Marengo et al. (2008) mostraram que as variações de precipitação da Amazônia também estão relacionadas às TSM no Atlântico Tropical.

As teleconexões entre os oceanos Atlântico e Pacífico foram analisadas por Rodríguez-Fonseca et al. (2009) que evidenciaram que desde dos anos 60 os eventos de ENOS no Pacífico são precedidos por eventos de sinal oposto nas anomalias TSM do Atlântico Equatorial. Nesta configuração um evento de anomalia positiva (negativa) no Atlântico Equatorial intensifica uma circulação de Walker anômala com movimentos ascendentes (descendentes) sobre o Atlântico Equatorial e descendente (ascendente) sobre o Pacífico equatorial leste (WANG, 2006; RODRIGUEZ FONSECA et al. 2009; KAYANO et al. 2011). Esse mecanismo induz processos oceânicos que favorecem o afloramento (afundamento) da termoclina, o que contribui para que a região do Pacífico equatorial leste se torne ainda mais fria (quente), intensificando-se a La Niña (o El Niño) existente.

Durante o mecanismo de anomalia de TSM no Atlântico tropical ramo ascendente da célula de Walker pode alterar o acoplamento oceano-atmosfera de um evento de El Niño no Pacífico equatorial, modificando-o para o fenômeno de La Niña, configuração inversa para evento de La Niña (ENFIELD; MAYER, 1997; KAYANO et al. 2006). Esses mecanismos de teleconexões foram observados nos anos seguintes as duas estiagens aqui estudadas (cheias de 2006 e 2011).

3.3.1. Análise: Causas e Efeitos - El Niño

Analisando as condições do Índice Oceânico do El Niño da temperatura da superfície do mar (Figura 4), observa-se as anomalias positivas de TSM principalmente em 1972-73, 1988-83, 1998, 2005 e 2010 à exceção de 2005, todas com índices superiores a 1,5°C, sendo estas configurações de El Niño destacando os anos de 1998, 2005 e 2010 ambos eventos desfavoreceram as chuvas na Amazônia, onde 1998 foi classificado, segundo as definições de Trenberth (1997), como El Niño muito forte, 2005 fraco e 2010 moderado.



Figura 4: Índice Oceânico de Niño série histórica (1950-2013). Em vermelho (El Niño), Azul (La Niña); Classificação: (Fraco, Moderado, Forte, Muito Forte). Em destaque: Período em que a TSM manteve o mesmo índice; anos avaliados (2005; 2010). Fonte: NCEP/NOAA (2015) Adaptado.

O ENOS caracteriza-se por anomalias da (TSM) na região do Pacífico Equatorial, próximo à costa oeste da América do Sul (GRIMM, 2004). A condição normal de TSM na região central da bacia do oceano Pacífico é a concentração de águas quentes na parte oeste e de águas frias na região leste. Quando as águas quentes migram para a região leste da bacia do Pacífico equatorial, define-se o El Niño, quando a anomalia de TSM é positiva, enquanto a La Niña é caracterizada quando a anomalia de TSM na região é negativa (BERLATO; FONTANA, 2003). O fenômeno inicia-se no começo do segundo semestre de um ano e termina no final do primeiro semestre do ano seguinte (BERLATO et al., 2005). Na configuração de El Niño a célula de Walker fica bipartida, o ramo ascendente no Pacífico equatorial e concomitantemente seu ramo descendente estará sobre a Amazônia e nordeste brasileiro desfavorecendo a convecção local com isso diminuindo as chuvas nestes setores brasileiros (ARAÚJO et al., 2013). Contudo em 2005 e 2010 outro fenômeno acoplado oceano-atmosfera interferiu no regime de precipitação na Amazônia, o Dipolo do Atlântico, caracterizado na Figura 5.

3.3.2. Análise Sinótica Oceano-Atmosfera do Atlântico Tropical (Dipolo do Atlântico)

O oceano Atlântico Tropical tem um papel fundamental na variabilidade do tempo e do clima em regiões ao leste dos Andes. Particularmente sobre o Brasil, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical são: o centro e o leste da Amazônia e nordeste brasileiro (MOLION et al., 1987; GIANNINI et al 2004). Evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, implicam que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a bacia do Atlântico Tropical influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre a América tropical, leste dos Andes (MARENGO et al., 2008).

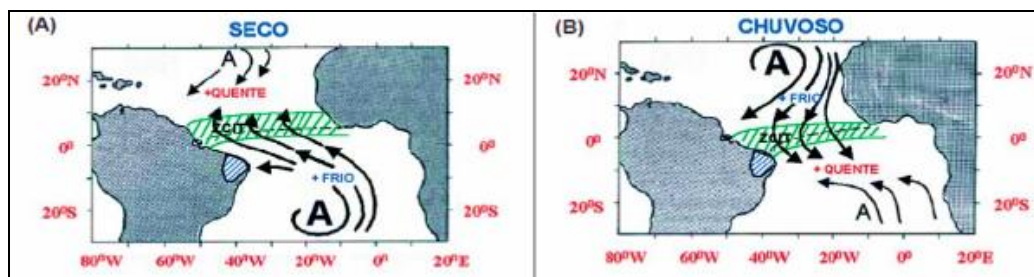


Figura 5: Padrões de circulação atmosférica e de anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul, durante anos secos (a) e chuvosos (b) no Norte e Nordeste. A área em verde representa a posição da ZCIT. A - representa a circulação das Altas subtropicais (Fonte: Nobre e Molion, 1988).

O padrão dipolo no Atlântico Tropical acarreta em gradientes norte-sul de anomalias de TSM, estes afetam intensamente na posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal de precipitação pluviométrica sobre o Atlântico Equatorial, na parte norte do nordeste do Brasil, até a parte central da Amazônia (MARENGO et al., 2008).

O aumento da TSM no Atlântico Tropical Norte (entre 12°N e 25°N) tende a ocasionar maior evaporação e conseqüente redução da pressão no nível do mar (PNM). Nas proximidades da região dominada pela alta pressão semipermanente subtropical ocorre concomitantemente o enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste, estes são provenientes do escoamento gerado pela circulação da alta subtropical norte (REBOITA et al., 2010).

No Atlântico Tropical Sul (entre a linha do Equador até 30°S) ocorrem anomalias negativas de TSM (a baixo da média), intensificando a alta subtropical do Atlântico Sul; e fortalecendo os ventos alísios de sudeste, ocasionados pela circulação da alta subtropical sul. Essa configuração do acoplamento oceano-atmosfera, gera a formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido de sul para norte (Figura 5A); e com isso a faixa de baixa pressão equatorial a superfície, confluência dos ventos alísios (deslocado mais para norte, relativamente ao seu posicionamento médio) e totais pluviométricos abaixo da média sobre o norte-nordeste brasileiro e leste dos andes (BARROS; DOYLE, 1996).

Na Figura 5(B) ocorre o processo inverso, com a mudança na configuração desses sistemas atmosféricos, e favorecimento das chuvas na Amazônia e nordeste brasileiro. Ronchail et al. (2002) observou que as anomalias de chuvas ao norte e a leste da Amazônia estão associadas a anomalias de TSM no Pacífico Equatorial e do gradiente de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul. Ou seja, a ocorrência dos fenômenos do ENOS fase positiva e negativa, assim como ocorrência do dipolo do Atlântico positivo e negativo, são fortes moduladores da precipitação na Amazônia.

A Figura 6 ilustra as anomalias anuais de TSM nos oceanos pacífico e atlântico para o ano de 2005 evidenciando as condições oceânicas no pacífico equatorial, região do El Niño, mostra-se em condições de águas anômalas com temperaturas entre 0,98 °C a 4,82 °C. De acordo com a classificação do ION (figura 4) para o ano de 2005 sofremos com um evento de El Niño fraco. Com tudo a “gangorra barométrica” formada pela atuação do dipolo fase positiva no atlântico, com anomalias de tsm de 2,90 °C até 4,82 °C. Enquanto o atlântico sul evidenciava anomalias negativas de tsm com núcleo de até -8,63 °C. Intensificando a alta subtropical do atlântico sul.

A Figura 7 apresenta a evolução das anomalias da TSM, no Pacífico e Atlântico tropical no ano de 2010. Os níveis em vermelho indicam a ocorrência de temperaturas acima da média; em azul, resfriamento abaixo da média. Observa-se que o evento de El Niño em 2010 foi mais severo que cinco anos antes, com anomalias positivas de tsm de (4,9 até 7,6 °C). Como agravante o Atlântico tropical norte esteve mais quente que o normal de (2,2 a 4,9 °C), já o atlântico sul predominou um núcleo frio de (- 8,64 °C) na tsm entre as anomalias positivas de até 7°C. Salientando que em ambos os anos 2005 e 2010 apresentaram configuração de evento frio do ENOS (La Niña) de outubro em diante. Dando suporte a Enfield e Mayer (1997) sobre as teleconexões.

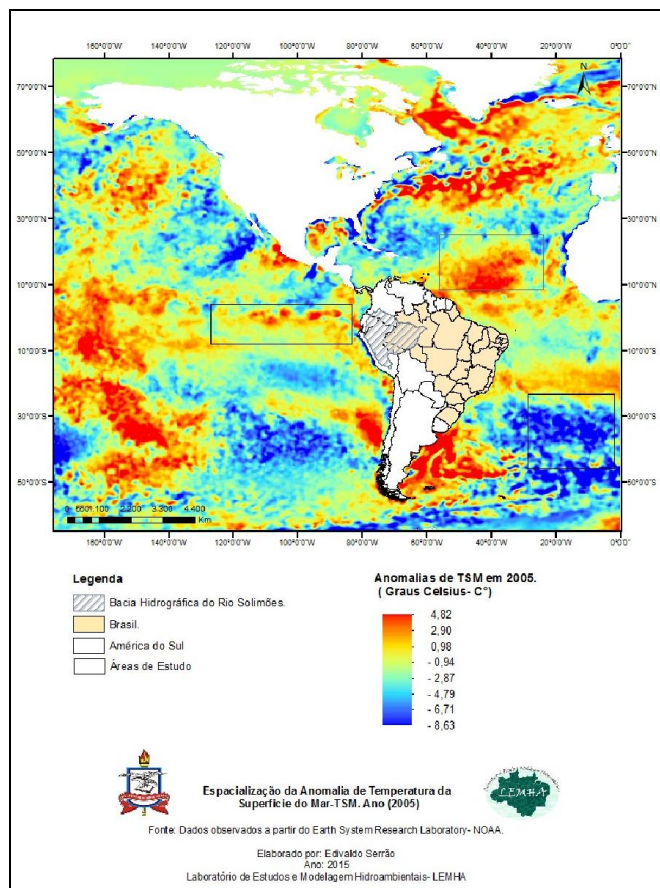


Figura 6: Evolução das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}$ C) nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropical. Média anual para 2005.

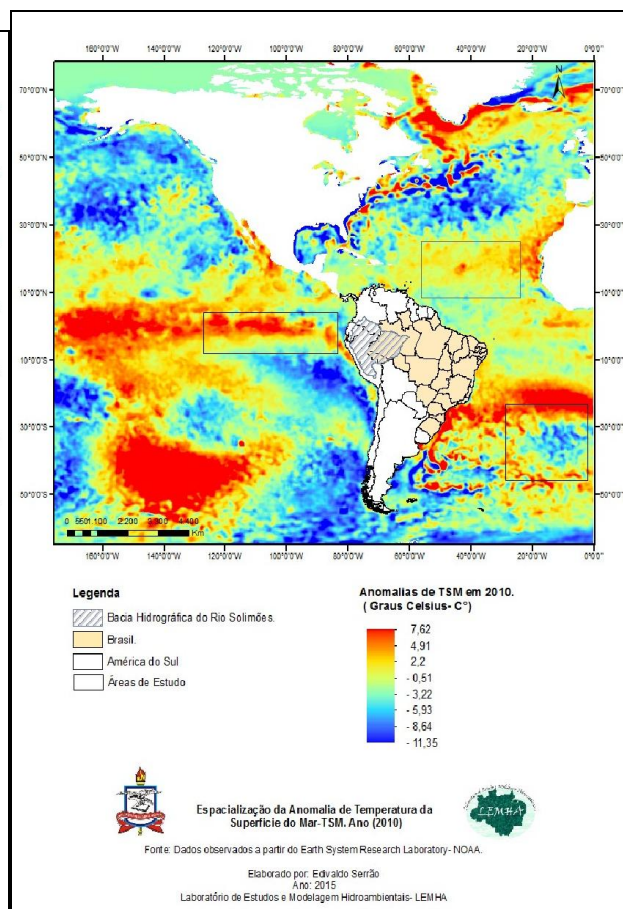


Figura 7: Evolução das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}$ C) nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropical. Média anual para 2010.

3.3.3. Análise dos Níveis de Cota Fluviométricos

Uma análise aos níveis fluviométricos ao longo do rio Solimões, demonstra que este tem sofrido com os eventos extremos nos últimos 20 anos (SENA et al., 2012). Os eventos de cheias que se mostraram mais marcantes foram os de 1999, 2002 e 2009 (Figura 8). Nascimento et al. (2010) consideram que o máximo da chuva na região central da Amazônia pode estar associada com a penetração de sistemas frontais da região sul, interagindo e organizando a convecção local.

Os períodos considerados de seca foram melhor definidos nos anos de 1997/1998, 2005 e 2010. Na Figura 8 é possível identificar claramente os anos desses eventos extremos. No ano de 2010 todas as estações fluviométricas ao longo da calha demonstram uma queda abrupta em seus níveis fluviais, enquanto 2005 está baixa nos níveis fluviais foi mais atenuante. A seca foi mais severa entre julho e setembro, coincidindo com a estação seca na região; quando as chuvas foram reduzidas (TOMASELLA E MARENGO, 2011). Espinoza et al. (2011) observaram que no alto Solimões (bacias dos rios Marañón e Ucayali) a precipitação na região para o ano de 2010, não alcançou os menores índices, quando comparada a série de 1963-2010 (Figura 9a), porém para a bacia representou os menores valores de vazão, igualando ao comportamento registrado nos anos de 1995, 1998 e 2005, com o trimestre de agosto-setembro-outubro registrando os níveis mais baixos (Figura 9b).

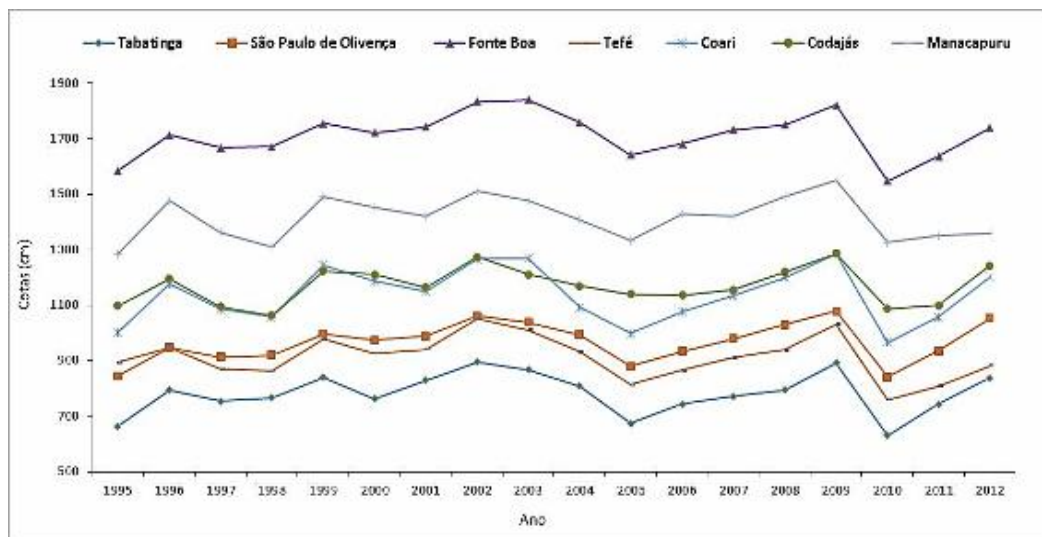
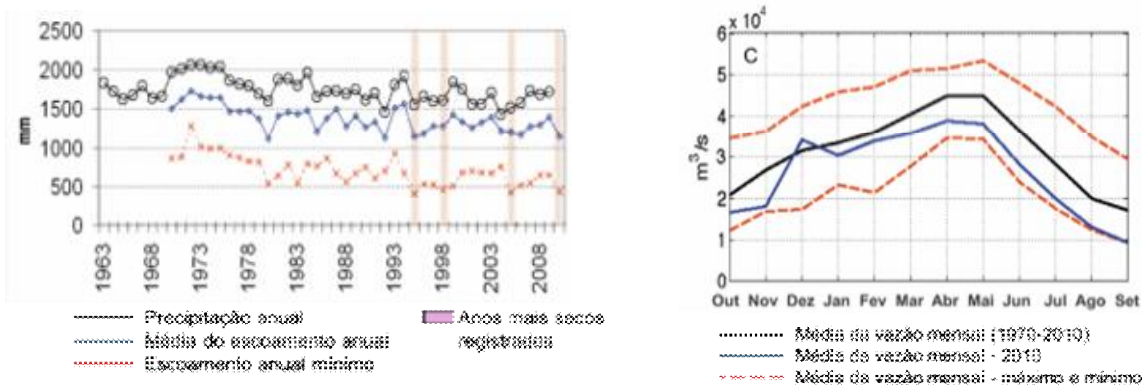


Figura 8: Comportamento da cota fluviométrica em sete estações ao longo da calha do rio Solimões (Nascente a Jusante).



(a)

(b)

Figura 9: (a) Variabilidade interanual (1963-2010) da precipitação, escoamento médio e mínimo no alto Solimões; e (b) comportamento da vazão do alto rio Solimões, média mensal do período de 1970 a 2010, média/máximo/mínimo para o ano de 2010 (Fonte: Adaptados de Espinoza et al. 2011).

CONCLUSÕES

Os resultados observados a partir da variabilidade espacial da precipitação pluviométrica na bacia rio Solimões em 2005 e 2010, indicam uma influência do aquecimento anômalo da TSM, que acarretou na ocorrência do fenômeno Dipolo do Atlântico nos dois anos estudados.

A formação do dipolo positivo no Atlântico ocasiona o deslocamento ao norte dos ventos alísios de sudeste e toda a umidade que estes transportam na formação da ZCIT. Essa teleconexão com El Niño nos mesmos anos, trouxe como consequência a redução do volume de chuvas nas regiões, sudeste em 2005 e oeste e sul da bacia em 2010.

No último século a Amazônia vem sofrendo com eventos extremos cada vez mais intensos e em um curto prazo entre cada evento, que afetam cada vez mais a relação homem-natureza. As estiagens de 2005 e 2010 levantam grandes questionamentos no âmbito ambiental e social. Já que “os rios da Amazônia também são suas estradas”. Nota-se que a Amazônia e seus sistemas hidrológicos necessitam de monitoramento contínuo no auxílio na prevenção e mitigação de eventos extremos.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem a Agência Nacional de Águas - ANA, pela disponibilização dos dados neste trabalho citados, ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, pela disponibilização de artigos usados como base neste estudo e a PROEG-UFGA pelo consentimento de bolsa ao primeiro autor.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBOTT, P. L.; PETERSON, G. L. Effects of abrasion durability on conglomerate clast populations: examples from Cretaceous and Eocene conglomerates of the San Diego area, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, p. 32-42, 1978.

ALCANTARA, C. R. Linha de instabilidade da Amazônia: estudo de caso e importância das características do perfil do vento na sua formação e desenvolvimento. *Ciência & Natura*, v. 33, n. 2, p. 197-226, 2011.

ARAÚJO, R. G.; ANDREOLI, R. V.; CANDIDO, L. A.; KAYANO, M. T.; SOUZA, R. A. F. A influência do evento El Niño - Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. *Acta Amazônica*, v. 43, n. 4, p. 469-480, 2013.

BARROS, V.; DOYLE, M. Precipitation trends in Southern South América to the east of the Andes. *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. Report n° 26*, p. 76-80, 1996.

BERLATO, M.A.; FONTANA, D.C. El Niño e La Niña: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura. Porto Alegre: UFRGS, 2003, 110p.

BERLATO, M.A. et al. Associação entre El Niño oscilação Sul e a produtividade de milho no Estado do Rio Grande do Sul. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.40, p.423-432, 2005.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Weather Rev.* v. 97, p. 163 – 172, 1969.

CUARTAS, L. A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C. A.; HODNETT, M. G.; WATERLOO, M. J.; MOTA DE OLIVEIRA, S. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: Model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. *Journal of Hydrology*, v. 462-463, p. 15-27, 2012.

DAVIDSON, E. A. et al. The Amazon basin in transition. *Nature*, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.

ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation, *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 929–945, 1997.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; JUNQUAS, C.; VAUCHEL, P.; LAVADO, W.; DRAPEAU, G.; POMBOSA, R. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, v. 38, n. L13406, p. 1-13, 2011.

Episódios Históricos El Niño / La Niña (1950-Presente): Índice Oceânico do Niño (ION). 4 de Maio de 2015. <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml> Acesso em: 15 de Abr. 2015.

FILHO, H. C. C.; STAINKE, T. E.; STAINKE, V. A. Análise espacial da precipitação pluviométrica na bacia do lago Paranoá: comparação de métodos de interpolação. *Revista Geonorte*, v.1, n. 5, p. 336-345, 2013.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v. 22, n. 2, p. 101-126, 1998.

FRAPPART, F.; RAMILLIEN, G.; RONCHAIL, J. Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, v. 33, n. 14, p. 3029-3046, 2013.

GARCÍA-SERRANO, J.; T. LOSADA.; B. RODRÍGUEZ-FONSECA.; I. POLO. Tropical Atlantic variability modes (1979–2002). Part II: Time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection. *Journal of Climate*. v. 21, p. 6476-6497, 2008.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. *Hidrologia*. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1988, 291p.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dynamics*, v. 22, p. 839-855, 2004.

GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?. *Climate Dynamics*, v. 22, p. 123-138, 2004.

HUFFMAN, G.; ADLER, R.; BOLVIN, D.; GU, G.; NELKIN, E.; BOWMAN, K.; HONG, Y.; STOCKER, E.; WOLFF, D. The TRMM Multi satellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007.

HUFFMAN, G.; ADLER, R.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; KEEHN, P. Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. *Journal of Climate*, v. 8, n. 5, p. 1284–1295, 1995.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; SOUZA, R.A.F. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, v. 31, p. 1119-1134, 2011.

KAYANO, M. T; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Nino Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, p. D13101, 2006.

KEENAN, R. J. Climate change impacts and adaptation in forest management: a review. *Annals of Forest Science*, v. 72, n. 2, p. 145-167, 2014.

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; VAN DER HEIJDEN, G. M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon Drought. *Science*, v. 331, n. 6017, p. 554, 2011.

LI, M.; SHAO, Q.; ZHANG, L.; CHIEW, F. H. S. A new regionalization approach and its application to predict flow duration curve in ungauged basins. *Journal of Hydrology*, v. 389, n. 1-2, p. 137-145, 2010.

LI, W.; FU, R.; JUÁREZ, R. I.; FERNANDES, K. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci*, v. 363, n. 1498, p. 1767-1772, 2008.

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.

MARENGO J. A.; NOBRE. C.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M.; OLIVEIRA, G. S.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazônia in 2005. *Journal of Climate*, n. 21, p. 495-516, 2008.

MARENGO, J. A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. *Hydrological Processes*, v. 23, n. 22, p. 3236-3244, 2009.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; CHOU, S. C.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; ALVES, L. M.; OBREGÓN, G. O.; SOARES, W. R.; BETTS, R.; KAY, G. Riscos das Mudanças Climáticas no Brasil: Análise conjunta Brasil-Reino Unido sobre os impactos das Mudanças Climáticas e do Desmatamento na Amazônia. São Jose dos Campos, SP: INPE, 2011a, 55 p.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, v. 38, p. 1-5, 2011b.

MOLION, L. C. B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, p. 107-117, 1987.

MORUZZI, R. B.; CONCEIÇÃO, F. T.; SARDINHA, D. S.; HONDA, F. P.; NAVARRO, G. R. B. Avaliação de cargas difusas e simulação de autodepuração no córrego da Água Branca, Itirapina (SP). *Geociências*, v. 31, n. 3, p. 447-458, 2012.

NASCIMENTO, T. S.; SARAIVA, J. M. B.; SENNA, R.; AGUIAR, F. E. O. Preenchimento de falhas em banco de dados pluviométricos com base em dados do CPC (Climate Prediction Center): estudo de caso do Rio Solimões-Amazonas. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 7, p. 143-158, 2010.

NEPSTAD, D.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U. L.; TOMASELLA, J.; SCHLESINGER, P.; SOLORZANO, L.; MOUTINHO, P.;

RAY, D.; BENITO, J. G. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: A basin-wide analysis.

Global Change Biology, v. 10, n. 5, p. 704-717, 2004.

PHILLIPS, O. L. et al. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. *Science*, v. 323, p. 1344- 1347, 2009.

REIBOTA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 185 - 204, 2010.

RODRÍGUES-FONSECA, B.; POLO, I.; GARCIA-SERRANO, J.; LOSADA, T.; MOHINO, E.; MECHOSO, C.R.; KUCHARSKI, F. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, v. 36, p. L20705, 2009.

RODRÍGUES-FONSECA, B.; CASTRO, M. On The Connection Between Winter Anomalous Precipitation In The Iberian Peninsula and North West Africa and the Summer Subtropical Atlantic Sea Surface Temperature. *Geophysical Research Letters*, v. 21, n. 18, p. 1863, 2002.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J. L.; GORRETI, A.; GUIMARÃES, V.; DE OLIVEIRA, E. Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *International Journal of Climatology*, v. 22, p. 1663-1686, 2002.

SAMANTA, A.; GANGULY, S.; HASHIMOTO, H.; DEVADIGA, S.; VERMOTE, E.; KNYAZIKHIN, Y.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Amazon forests did not green - up during the 2005 drought. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n. L05401, p. 1-5, 2010.

SANTI, A. L.; AMADO, T. J. C.; SILVA, V. R.; BASSO, C. J.; DELLA FLORA, L. P.; CHERUBIN, M. R.; EITELWEIN, M. T. Infiltração de água no solo, determinada por diferentes métodos, como indicador do potencial produtivo em dois Latossolos manejados com agricultura de precisão. *Interciência*, v. 37, p. 204-208, 2012.

SENA, J. A.; DEUS, L. A. B.; FREITAS, M. A. V.; COSTA, L. Extreme Events of Droughts and Floods in Amazonia: 2005 and 2009. *Water Resources Management*, v. 26, p. 1665-1676, 2012.

SEYLER, F.; CALMANT, S.; SILVA, J.; FILIZOLA, N.; COCHONNEAU, G.; BONNET, M.P.; COSTI, A. C. Z. Inundation risk in large tropical basins and potential survey from radar altimetry: example in the Amazon Basin. *Marine Geodesy*, n. 32, p. 303-319, 2009.

TATTON, J. E. G. Água e Mudanças Climáticas. *Cidadania e Meio Ambiente*, n. 32, p. 22-24, 2011.

TOMASELLA, J.; MARENGO, J. A. A seca de 2010 na Amazônia. *Science*, v. 331, n. 6017, p. 532, 2011.

TRENBERTH, K. E. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 12, 2771-2777, 1997.



VAL, A. L.; ALMEIDA-VAL, V. M. F.; FEARNSIDE, P. M.; SANTOS, G. M.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W.; NOZAWA, S. R.; SILVA, S. T.; DANTAS, F. A. C. Amazônia: recursos hídricos e sustentabilidade. In: BICUDO, C. E. M.; TUNDISI, J. G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B. (org.) Águas do Brasil: análises estratégicas. São Paulo-SP: Instituto de Botânica, 2010, 224 p.

WANG, C. An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, v. 33, p. L12702, 2006.

YOON, J. H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, v. 34, p. 249-264, 2010.

ZENG, N.; YOON, J. H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes And Impacts Of The 2005 Amazon Drought. *Environmental Research Letters*, v. 3, n. 14, p. 002, 2008.