



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Meteorologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

EDIVALDO AFONSO DE OLIVEIRA SERRÃO

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

Nº: 371

BELÉM-PA
2016

EDIVALDO AFONSO DE OLIVEIRA SERRÃO

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

Trabalho de conclusão de curso apresentado à
Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento as exigências para obtenção de grau de
Bacharel em Meteorologia.

Orientador: Prof.^a. Dr.^a. Aline Maria Meiguins de Lima

BELÉM-PA

2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA

Serrão, Edivaldo Afonso de Oliveira, 1990-
Eventos extremos na Amazônia: avaliação da seca de 2005 e
2010 na bacia hidrográfica do rio Solimões / Edivaldo Afonso de
Oliveira. – 2016.

48 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientadora: Aline Maria Meiguins de Lima

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade
Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de
Meteorologia, Belém, 2015.

1. Teleconexões (Climatologia). 2. El Niño (Corrente oceânica).
3. Solimões, Rio (AM) I. Título.

CDD 22 ed. 551.698

EDIVALDO AFONSO DE OLIVEIRA SERRÃO

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

Trabalho de conclusão de curso apresentado à Faculdade de Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento as exigências para obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Data da aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof.^a Aline Maria Meiguins de Lima - Orientador
Doutora em Desenvolvimento Sustentável do
Trópico Úmido Universidade Federal do Pará

Prof. João Athaydes Silva Junior- Membro
Doutor em Desenvolvimento Sustentável do Trópico Úmido
Universidade Federal do Pará

Prof. Edson José Paulino da Rocha – Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

A minha querida avó, a maestrina de minha vida.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por me dar saúde e força para alcançar meus objetivos e por me guiar neste caminho que tenho enorme satisfação em seguir.

A minha avó (Francisca Serrão) por me criar, me instruir, me dar amor e carinho e sempre me guiar para os melhores caminhos da vida.

A minha mãe (Edilsa Serrão) por me dar todo apoio do mundo para alcançar esse e muitos outros objetivos, por me orgulhar e fazer de sua vida um lindo exemplo a ser seguido.

Aos meus familiares que apoiaram-me em todos os momentos e se fizerem presentes sempre. Em especial, minhas tias e tios (Elisa Serrão, Edilea Serrão, Elivaldo Serrão e Edinaldo Serrão), irmãos (Debora Serrão e Rodrigo Serrão), primos (Bruno Serrão, Andrey Serrão, Junior Serrão, Diomero Serrão).

A minha namorada e meu filho (Lorena Ataide e Cesar Serrão) por fazerem da minha vida algo mais que especial, algo que vale a pena lutar e acreditar sempre. Vocês são dentre muitos, a razão dos meus esforços e conquistas. O amor de minha vida.

A professora Dra. Aline Meiguins que me concedeu a oportunidade de trabalhar como bolsista de Monitoria durante toda a graduação, assim me ajudando a crescer cientificamente e profissionalmente. Minha orientadora, conselheira e amiga. Obrigado por todos os ensinamentos.

Ao professor Dr. Edson Rocha por ser o primeiro a inserir-me no meio científico, sempre presente nos momentos de dificuldades no curso e se prontificou para resolvê-los. Obrigado pela amizade.

Aos professores Dr. João Athaydes e Msc Danilo Filho por aceitarem fazer parte da banca julgadora e auxílios durante a elaboração do Tcc, algo essencial para a obtenção do grau de bacharel em Meteorologia.

Os professores em geral que de alguma forma me ajudaram a adquirir conhecimento necessário e experiência na área meteorológica.

Aos meus amigos do Cefet (Luiz Trindade[†], Wanderson Costa, Eric Baia, Eric Peuriclepes, Adalbert Santos, Felipe Trindade, Jaime Pinto, Luciane Lopes, José Corre e Francisco Plínio). Por me apoiarem, torcerem e acreditarem em mim. Com vocês vivi momentos inesquecíveis. Obrigado pela Amizade.

Aos meus amigos da UFPA, 2011 (Thallis Sampaio, Layrson Gonçalves), 2012 (Cleber Assis, Romero Wanzeler, Jefferson Costa e Christopher Henrique) e 2013 (Felipe Menezes, Felipe Higuchi, João Paulo Pedrosa) por me proporcionarem momentos felizes. Obrigado pela amizade.

E a todos os demais do Laboratório de Estudos e Modelagem Hidroambientais (LEMHA) e da turma de 2012 que de alguma forma influenciaram para que eu chegasse até aqui.

“However bad life may seem, there is always something you can do and succeed. While there is life, there is hope”.

Stephen William Hawking.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização da área de estudo, bacia hidrográfica do rio Solimões, em toda sua porção territorial (Peru, Equador, Colômbia, e parte do Brasil).	19
Figura 2: Climatologia de precipitação à bacia hidrográfica do rio Solimões, base de dados do Global Precipitation Climatological Center (1981 até 2011).	21
Figura 3. Diagrama esquemático da célula de circulação zonal de Walker em DJF considerando (a) anos neutros e (b) anos com ocorrência de eventos El Niño.....	24
Figura 4. Diagrama esquemático da célula de circulação zonal de Walker em DJF considerando anos com ocorrência de eventos de La Niña.	24
Figura 5. 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).	25
Figura 6. 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.	26
Figura 7. a) Exemplo de dipolo de TSM (°C) no Atlântico Tropical, mostrando anomalias negativas de TSM no setor sul e positivas no setor norte desse oceano em março de 1981; e b) Exemplo de ocorrência de anomalias de TSM somente no setor sul do Atlântico Tropical e neutralidade no Atlântico Tropical Norte em Setembro de 1993.....	27
Figura 8. Padrão do regime pluviométrico em anos de ocorrência de EN e Dipolo do Atlântico positivo para o Verão (8A) e Outono (8B) austral. (Fonte: Reboita e Santos, 2014) adaptado. .	29
Figura 9: Climatologia de TSM nos Oceanos Adjacentes a América do Sul (Atlântico e Pacífico). Em destaque as áreas de atuação dos mecanismos atmosféricos estudados aqui.	30
Figura 10. Evolução das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (° C) nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropical. Média anual para 2005.	31
Figura 11. Evolução das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (° C) nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropical. Média anual para 2010.	31
Figura 12. Espacialização da precipitação pluviométrica na bacia do rio Solimões para o ano de 2005 por trimestre.	33
Figura 13. Espacialização da precipitação pluviométrica na bacia do rio Solimões para o ano de 2010 por trimestre.	35
Figura 14. Comportamento da cota fluviométrica em sete estações ao longo da calha do rio Solimões (Nascente a Jusante).	37
Figura 15. (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.	37
Figura 16: Cota e Vazão fluvial referente a estação hidrológica de São Paulo de Olivença. (a) Variabilidade interanual (1973-2011) no rio Solimões; e (b) comportamento mensal da cota no alto rio Solimões, média mensal do período de 1973 a 2011, cotas nos anos de 2005 e 2010. ...	38
Figura 17: Cota e Vazão fluvial referente a estação hidrológica de Itapéua (próximo a Coari). (a) Variabilidade interanual (1973-2011) no rio Solimões; e (b) comportamento mensal da cota	

no médio rio Solimões, média mensal do período de 1973 a 2011, cotas nos anos de 2005 e 2010. 38

Figura 18: Cota e Vazão fluvial referente a estação hidrológica de Estirão da Santa Cruz. (Próximo Manaus, na foz do rio Solimões). (a) Variabilidade interanual (1973-2011) no rio Solimões; e (b) comportamento mensal da cota no médio rio Solimões, média mensal do período de 1973 a 2011, cotas nos anos de 2005 e 2010. 39

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
LI	- Linhas de Instabilidade
ENOS	- El Niño Oscilação Sul
IOS	- Índice Oceânico do Niño
EN	- El Niño
LN	- La Niña
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
ATN	- Atlântico Tropical Norte
ATS	- Atlântico Tropical Sul
PR	- Precipitation Radar
TMI	- Microwave Imager
VIRS	- Visible and Infrared Scanner
GPCC	- Global Precipitation Climatological Center
WCRP	- World Climate Research Programme
GCOS	- Sistema de Observação Global do Clima
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration

ESRL - Earth System Research Laboratory

PSD - Physical Sciences Division

ANA - Agencia Nacional de Águas

TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission

NetCDF - Network Common Data Form

LISTA DE SÍMBOLOS

mm.hr^{-1} - Milímetro por Hora

mm - Milímetro

$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ - Metros cúbicos por segundo

cm - Centímetros

$^{\circ}\text{C}$ - Graus Celsius

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 conseqüente repercussão nas cidades que se localizam as suas margens.

Palavras-chave: Teleconexões. El Niño. Dipolo do Atlântico. Rio Solimões.

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 Amazônia. 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: Teleconnections. El Niño. Atlantic Dipole. River Solimões.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	MATERIAIS E MÉTODOS	19
3	RESULTADOS E DISCUSSÕES	23
3.1	Mecanismos meteorológicos atuantes nos eventos de 2005 e 2010	23
3.1.1	Fenômeno El Niño - Oscilação Sul	23
3.1.2	Análise Sinótica Oceano-Atmosfera do Atlântico Tropical: Fenômeno Dipolo do Atlântico	26
3.1.3	Influência da Teleconexões	28
3.2	Distribuição da precipitação pluviométrica em 2005 na Bacia do Rio Solimões	32
3.3	Distribuição da precipitação pluviométrica em 2010 na bacia do rio Solimões	34
3.4	Análise dos níveis de cota fluviométricos	36
4	CONCLUSÕES	42
	REFERÊNCIAS	43

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. 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 hídrico, desenvolvimento e planejamento ambiental (CASTRO FILHO et al., 2013).

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 Jutai, 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.

A bacia hidrográfica do rio Solimões destaca-se como afluente formador da bacia Amazônica, tendo uma relação direta com a distribuição da precipitação na região andina, além do relacionado com a região centro-oeste da América do Sul (BARROS; DOYLE, 1996; FISCH et al., 1998). As ocorrências de variabilidade climáticas registradas (MARENGO, 2009), principalmente nos últimos 15 anos, demonstram que essa bacia demanda por uma avaliação contínua dos principais mecanismos responsáveis pela sua recarga. Destaca-se que esta região também concentra uma significativa área de biodiversidade florística e faunística da Amazônia (NOBRE et al., 1991; DAVIDSON, et al., 2012; KEENAN, 2014).

A grande extensão das bacias amazônicas, além da dificuldade de obtenção de dados *in situ* fazem com que a geração de informações indiretas seja necessária para o monitoramento continuado destas áreas. A precipitação pluviométrica é uma variável chave neste controle, pois representa um importante meio de avaliação dos parâmetros de descarga (vazão) e variação de nível (cota) dos principais cursos drenantes, possibilitando as análises relativas as consequências dos períodos de cheias e estiagens na região (COLLISCHONN et al., 2007; COLLISCHONN et al., 2008; SILVA et al., 2008; CUARTAS et al., 2012).

Dentre as razões que explicam o regime pluvial na região Amazônica, destacam-se (FISCH et al., 1998; MARENGO, 2009; ALCÂNTARA, 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 11 anos a configuração do Dipolo do Atlântico vem afetando a distribuição de chuvas na bacia Amazônica.

Globalmente as redes limitadas de instrumentação superficial e a dificuldade de obtenção de medições *in situ* sobre os oceanos, significam que uma descrição abrangente da precipitação global só pode ser mensurado a partir do ponto de vista do espaço, ou seja, por satélite (KIDD; LEVIZZANI, 2011). Produtos globais de estimativas precipitação por satélite atualmente são baseados em sensores de micro-ondas, calibrados com sensor de infravermelho (IR) além de observações de outras missões de satélites (TAO et al., 2010). Visto isso, uma gama de produtos usando uma variedade de técnicas e metodologias que se fundem (HOU et al., 2014), para melhor estimar a precipitação, a exemplo do produto 3B43 do TRMM (HUFFMAN et al 2007).

Os sensores IR de satélites podem fornecer estimativas de precipitação inferidas a partir da temperatura do topo das nuvens (SOROOSHIAN et al., 2000), sem obter sua composição vertical (CALHEIROS et al., 2014), com altas resoluções temporais, até 15 minutos de intervalos em algumas plataformas (KULIGOWSKI, 2002; KIDD et al., 2003). Porém, os sensores de micro-ondas continuam a ser o instrumento de escolha para medir a precipitação (TURK; MILLER, 2005) já que as micro-ondas estão mais relacionadas com a microfísica das partículas precipitantes, por exemplo chuva, neve e granizo (KUBOTA et al., 2007).

Outros avanços no desenvolvimento de produtos globais de precipitação requerem medidas de micro-ondas mais precisas e mais frequentes dentro de uma estrutura unificada observacional (JOYCE et al., 2011). Nos últimos dezoito anos desde o lançamento do TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) e atualmente com o GPM (Global Precipitation Measurement) tem-se aprimorado as formas de estimativa da precipitação, auxiliando em diversas funções para a sociedade.

O satélite TRMM é um projeto em parceria entre a NASA e a Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), e foi lançado em 27 de novembro de 1997 com o objetivo específico de monitorar e estudar a precipitação nos trópicos, além de verificar como a mesma influencia o clima global (KUMMEROW et al., 2000).

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 se comparar 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. 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).

As teleconexão entre os oceanos Atlântico e Pacífico foram analisadas por Rodriguez 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 temperatura da superfície do mar (TSM) no 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 anômalo de TSM no Atlântico tropical o 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).

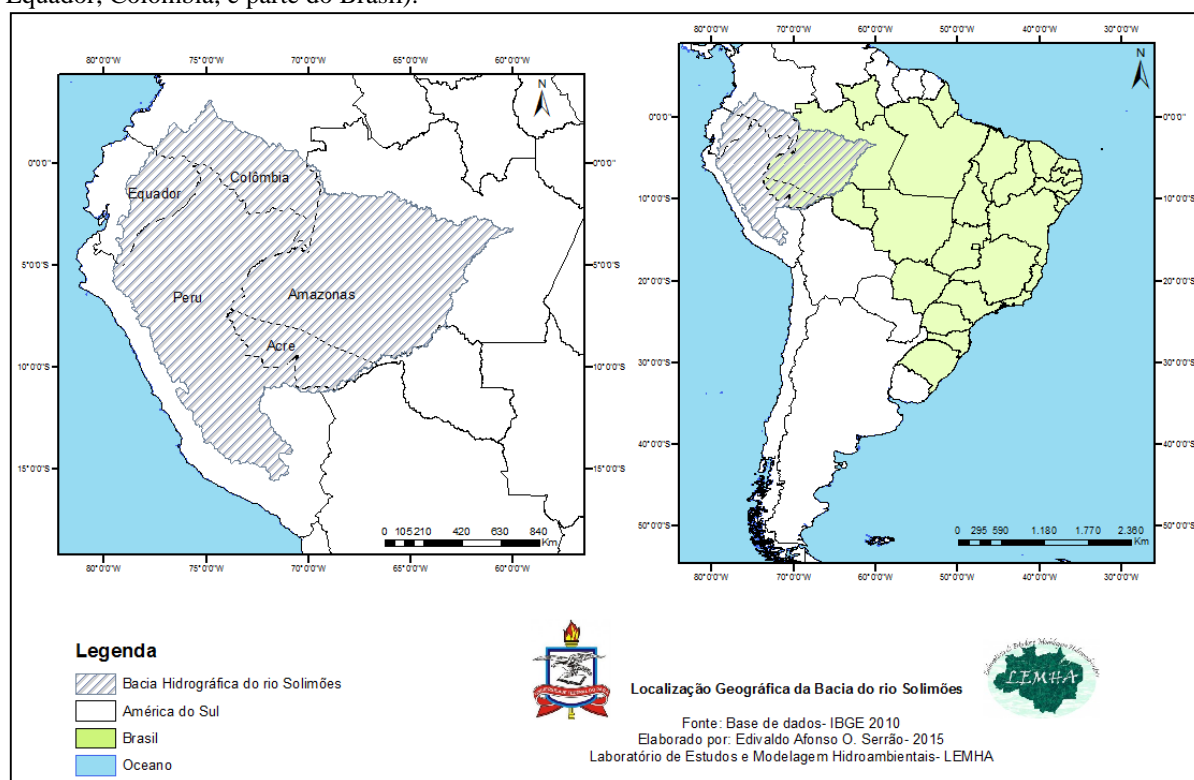
O monitoramento hidrológico deveria ser uma forma de antecipar tais eventos, porém dada as dimensões da bacia Amazônica e os custos de logística para a manutenção continuada das estações, a atual rede não consegue atender e aferir de forma homogênea espacialmente as demandas da bacia. A consequência 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, assim como discutir, com base na literatura, os mecanismos meteorológicos atuantes nestes eventos. 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).



Fonte: Autor (2016).

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)¹, através do Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS).

O produto 3B43, ou TRMM and Other Sources Rainfall Product (HUFFMAN et 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

¹ Disponível no <<http://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm>>

(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 $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, recobrindo o globo terrestre entre as latitudes 50°N a 50°S .

A precipitação do GPCC é resultado de um esforço internacional para criar uma análise global de precipitação com frequência mensal sobre o globo terrestre (ARAUJO et al., 2007; HUFFMAN et al., 2001), para isso utilizaram-se 9.343 estações distribuídas pelos continentes. A vantagem do GPCC é que se trata de medidas de precipitação *in situ*, que a princípio não deve estar sujeita aos erros de estimativas dos satélites, interpoladas para uma grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de espaçamento horizontal de 1981 a 2011. Estes dados foram utilizados para realização do produto climatológico de precipitação para a bacia hidrográfica do rio Solimões².

Os dados do GPCC são constantemente utilizados principalmente para ajustes e correções de precipitações estimadas a exemplo dos algoritmos do satélite TRMM aqui utilizados. A (Figura 2) demonstra a climatologia de precipitação para a bacia hidrográfica do rio Solimões, destacando-se que quase 90% da bacia é influenciada por regimes de precipitação entre $1,24 \text{ mm.hr}^{-1}$ a $0,89 \text{ mm.hr}^{-1}$. Este alto regime pluviométrico é devido aos diversos sistemas e mecanismos atmosféricos que atuam e se organizam na Amazônia (FISCH et al., 1998). Porém, é importante ressaltar que, com a baixa densidade de pluviômetros na Amazônia os dados fornecidos pelo GPCC de precipitação climatológica, estão sujeitos a erros de índices de pluviosidade, uma vez que, com poucos pluviômetros durante a rodagem da interpolação esses dados são extrapolados, visando cobrir as “falhas” nos locais sem pluviômetros. Logo são dados mais matemáticos e não o real. Visto isso, esta climatologia será utilizada de forma qualitativa para avaliação dos sistemas que atuam na região.

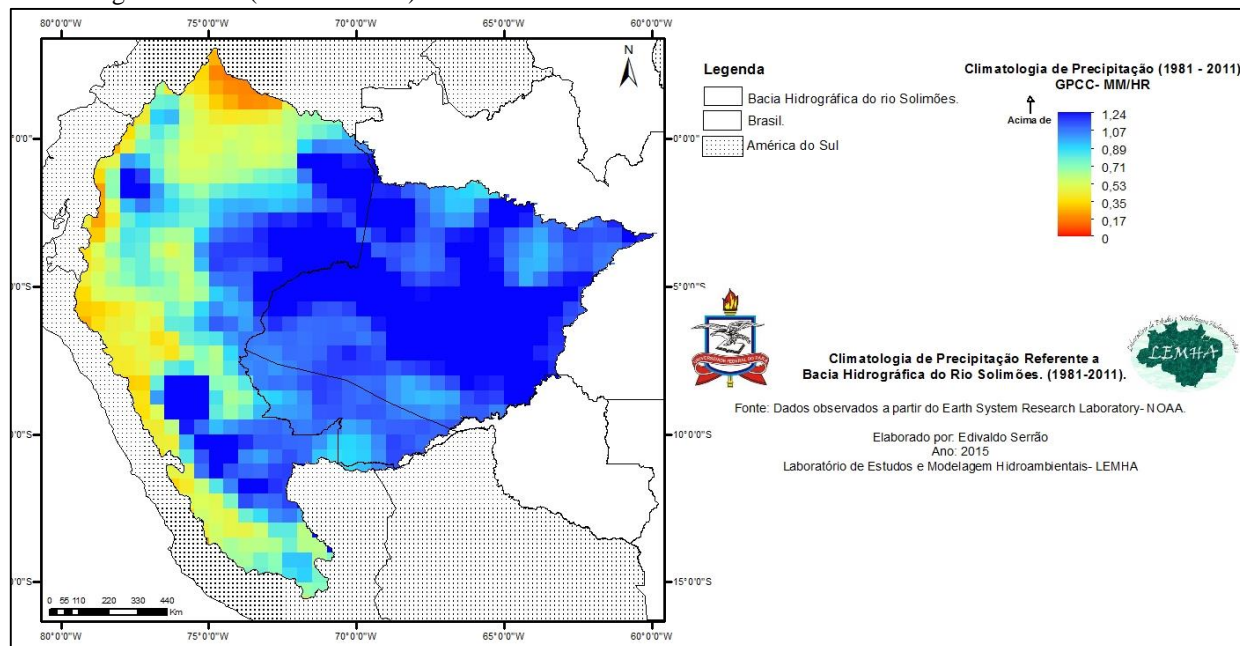
O software Arc Gis foi usado para a elaboração da cartografia resultante, a partir da importação do arquivo (NetCDF) do TRMM através da ferramenta (*Make NetCDF Raster Layer*) inserido na extensão (*Multidimension Tools*) (CARVALHO; ASSAD, 2005).

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

² Onde estão disponíveis em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>.

Atmospheric Administration (NOAA) (período 1950-2013) obtido através do monitoramento anual realizado pela NOAA³.

Figura 2: Climatologia de precipitação à bacia hidrográfica do rio Solimões, base de dados do Global Precipitation Climatological Center (1981 até 2011).



Fonte: Autor (2016).

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°C por no mínimo cinco meses consecutivos é caracterizado um El Niño; quando menor que -0,5°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 Pacífico⁴. 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)⁵ para sete estações fluviométricas (Manacapuru,

³ Disponível e gratuito em

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>

⁴ Acessados em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.kaplan_sst.html>

⁵ Observados a partir do site <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>

Codajás, Coari, Tefé, Fonte Boa, São Paulo de Olivença e Tabatinga, Itapéua e Estirão da Santa Cruz) 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. 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 MECANISMOS METEOROLÓGICOS ATUANTES NOS EVENTOS DE 2005 E 2010

3.1.1 Fenômeno El Niño - Oscilação Sul

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (PHILANDER, 1985) é o principal modo de variabilidade oceano-atmosfera em escala global (TRENBERTH; CARON, 2000; GRIMM, 2004; GRIMM; AMBRIZZI, 2009). O ENOS é um processo de acoplamento entre o oceano e a atmosfera causado pela redistribuição de calor e momento no Pacífico equatorial (MCPHADEN, 2002). O ENOS perturba a circulação zonal de Walker e com isso afeta a convecção tropical, o que causa distúrbios na circulação atmosférica global e, conseqüentemente, no clima (PHILANDER, 1990; TRENBERTH, 1997; MCPHADEN, 2002).

A componente atmosférica do ENOS é chamada de Oscilação Sul e a oceânica de El Niño (PHILANDER, 1985). Um evento El Niño (EN) é caracterizado pelo aumento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical. Esse aquecimento favorece o decréscimo da pressão atmosférica no Pacífico Tropical Leste em relação ao Pacífico Tropical Oeste; nesse caso tem-se a fase negativa da Oscilação Sul e a fase positiva do ENOS. A La Niña (LN) é caracterizada pelo resfriamento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical, onde também haverá aumento na pressão atmosférica; nessa situação tem-se a fase positiva da Oscilação Sul e negativa do ENOS.

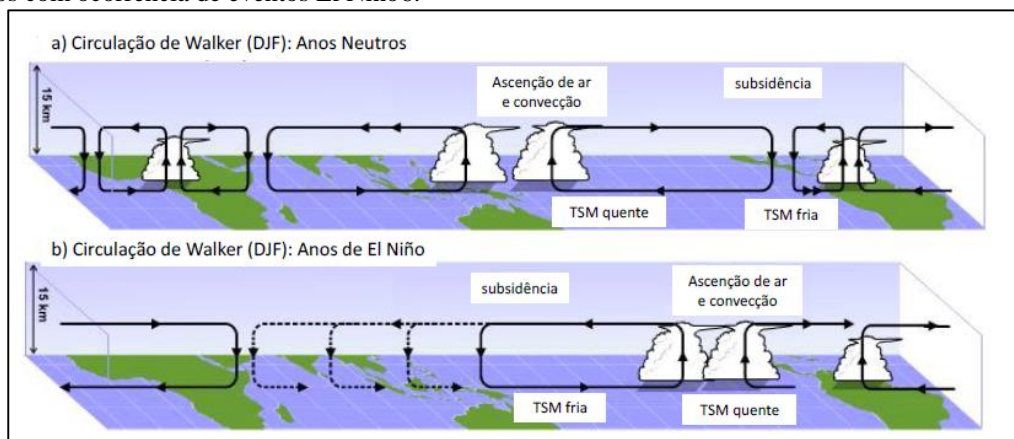
A condição normal de TSM na região central da bacia do oceano Pacífico é a concentração de águas quentes na parte oeste e de águas frias na região leste. O fenômeno inicia-se no começo do segundo semestre de um ano e termina no final do primeiro semestre do ano seguinte (BERLATO et al., 2005).

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). Na fase positiva do ENOS (EN) é esperado enfraquecimento dos ventos alísios, enquanto que na fase negativa (LN), um fortalecimento, quando comparado ao padrão climatológico (REBOITA et al., 2010).

A Figura 3 mostra como os eventos EN modificam a circulação zonal de Walker. Durante os episódios de EN, a convecção tropical é deslocada do setor oeste do Pacífico para o setor

central-leste (Figura 3b). Com isso, movimentos subsidentes podem ocorrer sobre o norte da América do Sul e oceano Atlântico (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). No caso da Amazônia, eles se contrapõem aos movimentos ascendentes climatológicos da célula de Walker (Figura 3a). Já no nordeste do Brasil e Atlântico Tropical, eles intensificam a subsidência. Portanto, em anos de EN pode ocorrer redução da atividade convectiva e da precipitação nessas regiões.

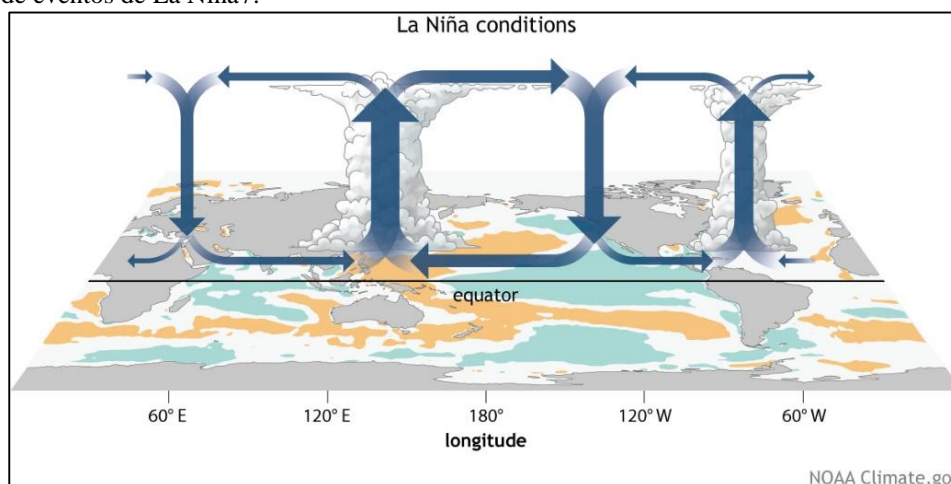
Figura 3. Diagrama esquemático da célula de circulação zonal de Walker em DJF considerando (a) anos neutros e (b) anos com ocorrência de eventos El Niño6.



Fonte: Autor (2016).

Em episódios de LN a convecção tropical no Pacífico Oeste é intensificada em relação aos anos normais. Esse padrão fortalece a célula de Walker do Pacífico. Portanto, a atividade convectiva na Amazônia é intensificada, o que pode favorecer a ocorrência de precipitação acima da climatologia em anos de LN (Figura 4).

Figura 4. Diagrama esquemático da célula de circulação zonal de Walker em DJF considerando anos com ocorrência de eventos de La Niña7.



Fonte: Autor (2016).

⁶ Adaptado de

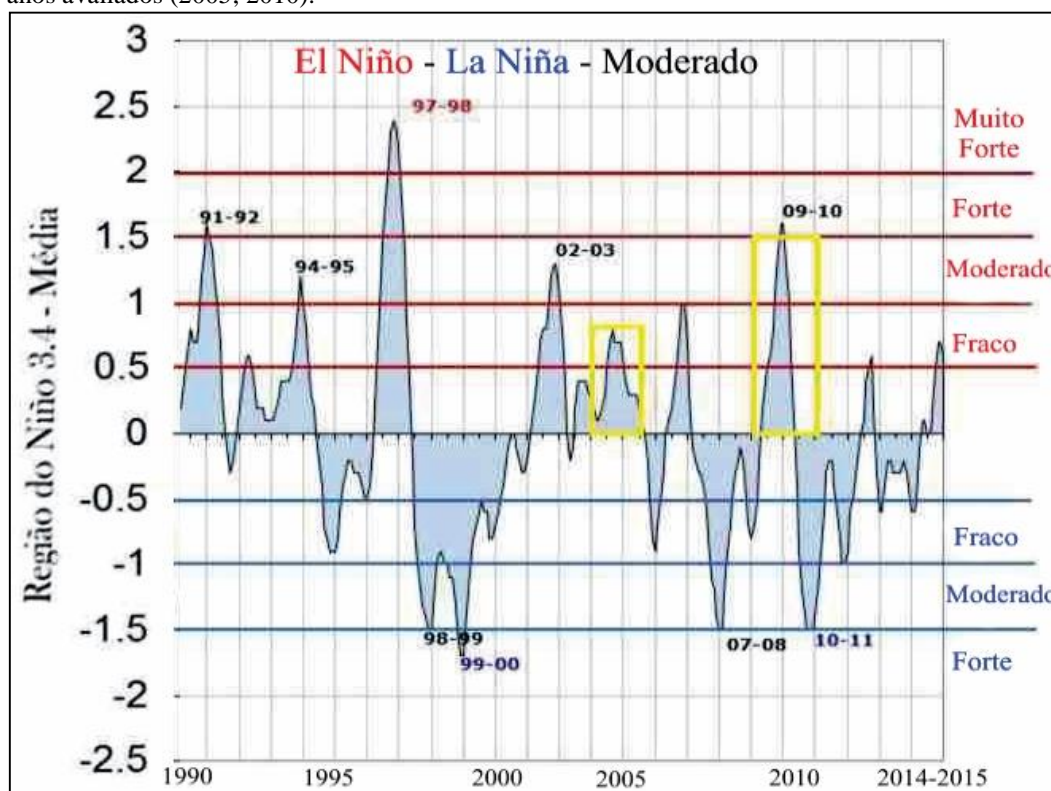
<http://www.personal.psu.edu/czn115/blogs/meteo241/2%20Walker%20Circulation%20and%20El%20Nino.jpeg>

⁷ Adaptado de <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy>

As representações esquemáticas das Figura 3 e 4 são ratificados por estudos de Rao e Hada (1990), Souza e Ambrizzi (2002), Foley et al. (2002) e Grimm e Tedeschi (2009) que indicam que na ocorrência de eventos EN (LN) há deficiência (abundância) de precipitação na estação chuvosa das regiões Norte e Nordeste do Brasil.

Analisando as condições do Índice Oceânico do Niño da temperatura da superfície do mar (Figura 5), 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. Contudo em 2005 e 2010 outro fenômeno acoplado oceano-atmosfera interferiu no regime de precipitação na Amazônia, o Dipolo do Atlântico, caracterizado na Figura 6.

Figura 5. 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).

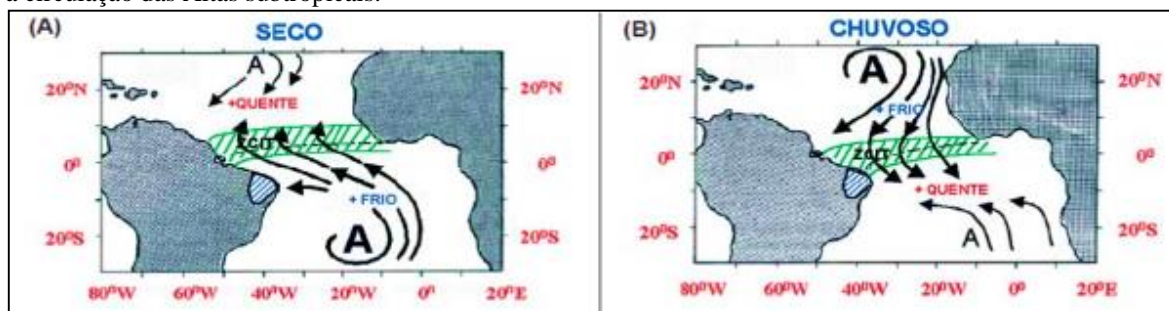


Fonte: NCEP/NOAA (2015), adaptado.

3.1.2 Análise Sinótica Oceano-Atmosfera do Atlântico Tropical: Fenômeno 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). Moura e Shukla (1981) foram provavelmente os primeiros autores a mostrarem a existência de um dipolo meridional de TSM no Atlântico Tropical (Figura 6a). 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 influenciam fortemente na variabilidade interanual do clima sobre a América tropical, leste dos Andes (MARENGO et al., 2008).

Figura 6. 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 (ATN) 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).

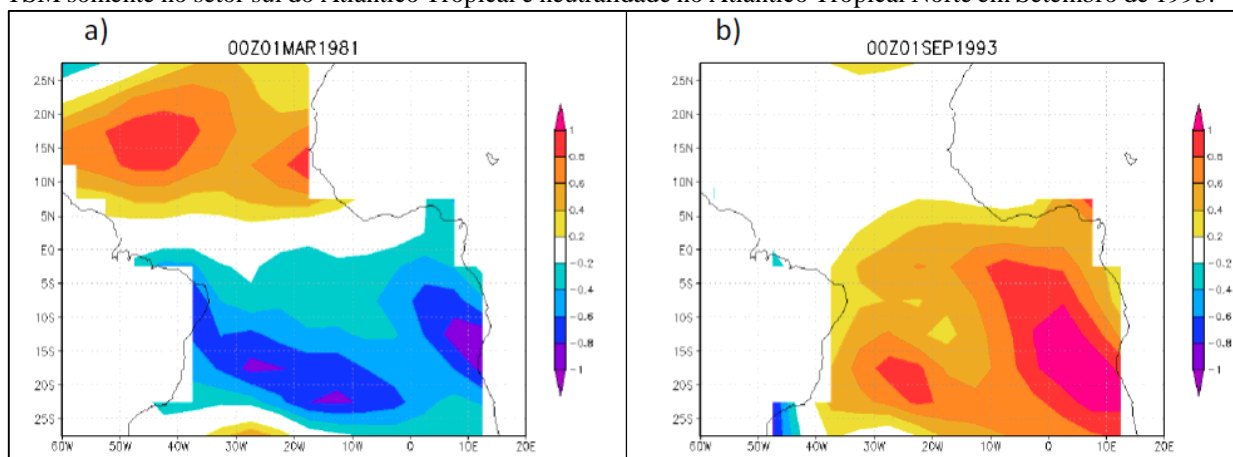
No Atlântico Tropical Sul (ATS) ocorrem anomalias negativas de TSM (a baixo da média), intensificando a alta subtropical do Atlântico Sul; e fortalecendo os ventos alísios de

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 (Figuras 6 e 7a); 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 6B 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.

Enfield e Mayer (1997) ressaltou que o padrão de dipolo de TSM do Atlântico Tropical não é muito frequente, ocorrendo apenas em 12 a 15% do tempo. Porém, as situações de não-dipolo, que também implicam num gradiente meridional de TSM no Atlântico Tropical, são mais frequentes (Figura 7b). Moura e Shukla (1981) ressaltaram que o padrão de anomalias de TSM no Atlântico pode ser um dos mais importante para os processos atmosféricos causadores de precipitação para o Norte e Nordeste do Brasil. A partir disso a discussão dos padrões de teleconexões entre Dipolo do Atlântico e ENOS, foram melhor aprofundados.

Figura 7. a) Exemplo de dipolo de TSM (°C) no Atlântico Tropical, mostrando anomalias negativas de TSM no setor sul e positivas no setor norte desse oceano em março de 1981; e b) Exemplo de ocorrência de anomalias de TSM somente no setor sul do Atlântico Tropical e neutralidade no Atlântico Tropical Norte em Setembro de 1993.



Fonte: Reboita e Santos (2014), adaptado.

3.1.3 Influência da Teleconexões

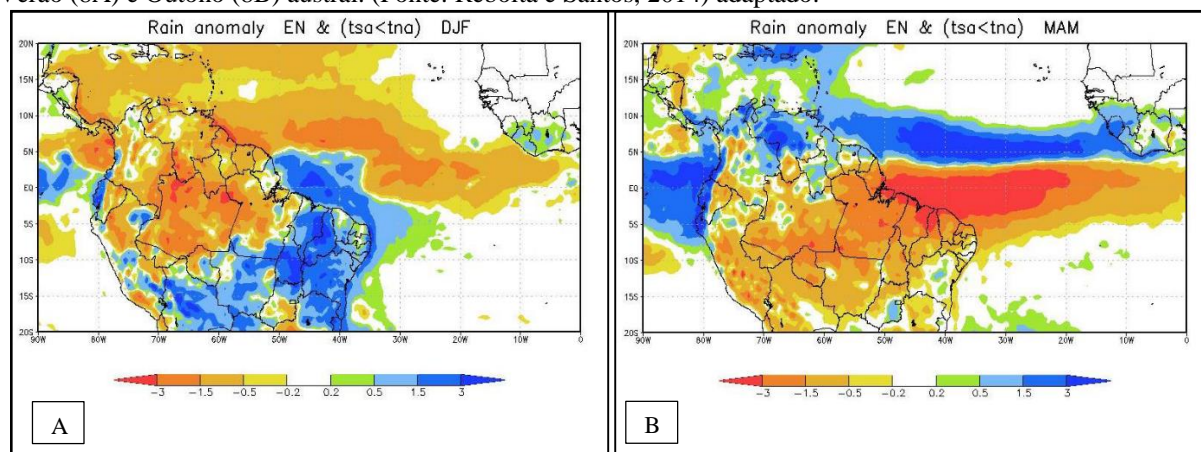
O termo teleconexão se refere à ligação entre anomalias climáticas locais e forçantes localizadas normalmente a grandes distâncias. Para Liu e Alexander (2007), as teleconexões são causadas pela propagação de ondas e transporte de energia na atmosfera e nos oceanos. As teleconexões permitem à atmosfera atuar como uma ponte entre as diferentes partes do oceano, enquanto o oceano atua como um túnel ligando as diferentes regiões atmosféricas (PEZZI; CAVALCANTE, 2001; CHANG; LI, 1997; KLEIN et al., 1999). O primeiro uso reconhecido do termo teleconexão foi por Angström (1935) referência ao dipolo de pressão atmosférica entre a Islândia e os Açores, hoje conhecido por Oscilação do Atlântico Norte (em inglês, North Atlantic Oscillation). No entanto, o uso do termo teleconexão começou a se disseminar no fim dos anos de 1960, sobre os impactos de grande escala do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (BJERKNES, 1969; REIBOTA; SANTOS, 2014).

Horel e Wallace (1981), afirmam a interação sobre os padrões de teleconexão com a variabilidade da temperatura da superfície nos oceanos tropicais. Bem como sua associação com a teoria da dispersão de ondas de Rossby (HOSKINS; KAROLY, 1981). Nas décadas de 1980 e 1990, estudos indicaram que a convecção tropical no oceano Pacífico dispara um trem de ondas em direção a América do Sul o chamado Modo do Pacífico – América do Sul (Pacific-South American Mode), de acordo com Mo e Higgins (1998).

Existem vários outros padrões de teleconexão, além do ENOS e dos padrões PSA, e entre eles se encontram o Modo Anular Sul (MAS), (THOMPSON; WALLACE, 2000; REBOITA ET AL., 2009), a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), (MANTUA et al., 1997), o dipolo de temperatura da superfície do mar no oceano Índico (SAJI et al., 1999) e o dipolo de temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico Tropical (MOURA; SHUKLA, 1981).

Neste sentido Reboita e Santos (2014) avaliaram os padrões de teleconexões associados as anomalias de TSM no Atlântico e Pacífico Tropical e sua influência na precipitação no Norte e Nordeste do Brasil a partir de um conjunto de dados referente a 1971 até 2011, e foi observado que mesmo em anos de LN pode haver déficit de precipitação nas regiões estudadas se o ATS e ATN estiverem desfavoráveis. Assim como, em anos de EN concomitante ao sinal positivo de TSM no ATN e negativo no ATS intensificam a subsidência na Amazônia e Nordeste do Brasil principalmente nas estações do verão e outono austral (Figura 8 A e B).

Figura 8. Padrão do regime pluviométrico em anos de ocorrência de EN e Dipolo do Atlântico positivo para o Verão (8A) e Outono (8B) austral. (Fonte: Reboita e Santos, 2014) adaptado.



Fonte: Reboita e Santos (2014), adaptado.

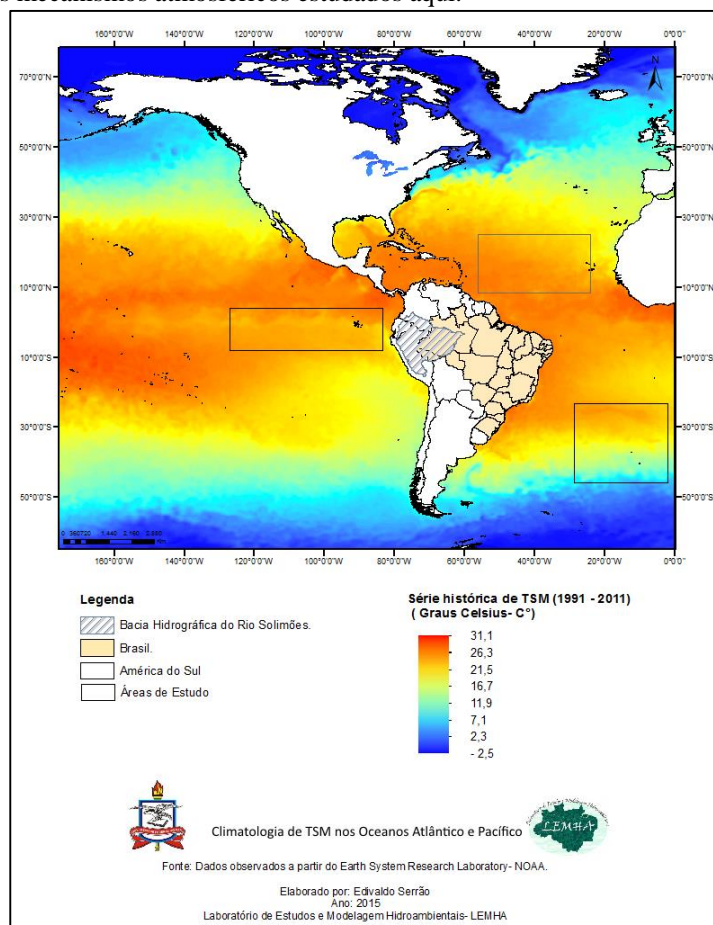
Na configuração EN e $ATS < ATN$ (Figura. 8a) evidencia anomalias positivas de precipitação cobrindo todo o Nordeste do Brasil e anomalias negativas de precipitação na Amazônia no verão. Já a Figura 8b, é possível observar anomalias negativas de precipitação na Amazônia e nortes brasileiro. Ainda é possível, associar a faixa de anomalias positivas de precipitação entre (5° e 15° N) com a posição da ZCIT, referente a estação do outono austral. Corroborando com estado descrito nos estudos aqui citados, sobre o deslocamento meridional da ZCIT em anos de EN e Dipolo do Atlântico.

Visto isso, a Figura 9 evidencia a climatologia de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico, onde a região tropical demonstra os maiores valores de TSM e os extratropicais com valores menores de TSM. Padrão natural da distribuição de energia, uma vez que, os trópicos são aquecidos com maior eficiência, devido a inclinação da terra e dos raios solares incidentes. Essa redistribuição de energia é vital para a manutenção da vida na terra, essa dissipação de energia se dá por meio das correntes marítimas que percorrem o globo, em concordância com isto, a circulação atmosférica auxilia na divisão de energia recebida, estes mecanismos estão em constante transporte de calor, umidade e momento para as latitudes mais extremas do planeta (WAGNER, 1996).

A Figura 10 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 $0,98^{\circ}\text{C}$ a $4,82^{\circ}\text{C}$. De acordo com a classificação do ION (figura 5) 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 $2,90^{\circ}\text{C}$ até $4,82^{\circ}\text{C}$. Enquanto o Atlântico sul

evidenciava anomalias negativas de tsm com núcleo de até $-8,63\text{ }^{\circ}\text{C}$. Intencificando a alta subtropical do Atlântico sul.

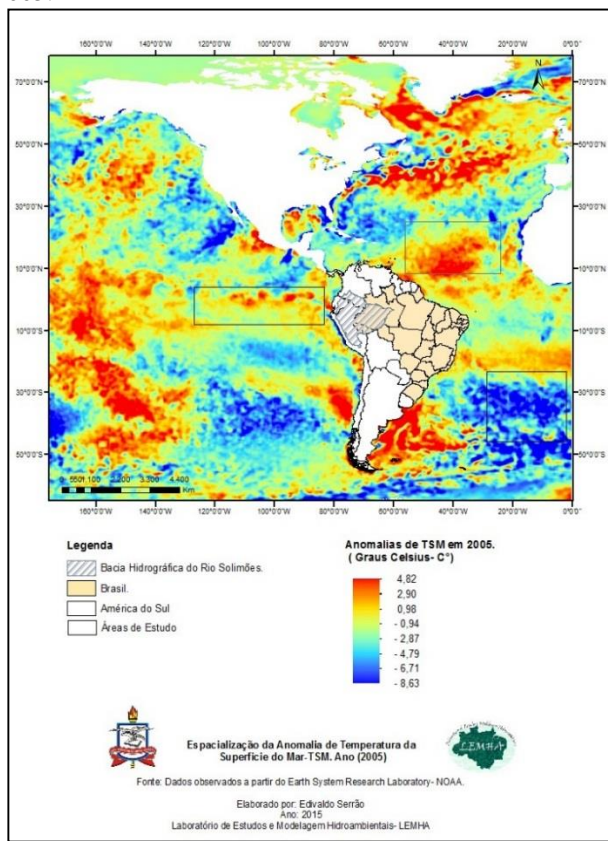
Figura 9: Climatologia de TSM nos Oceanos Adjacentes a América do Sul (Atlântico e Pacífico). Em destaque as áreas de atuação dos mecanismos atmosféricos estudados aqui.



Fonte: Autor (2016).

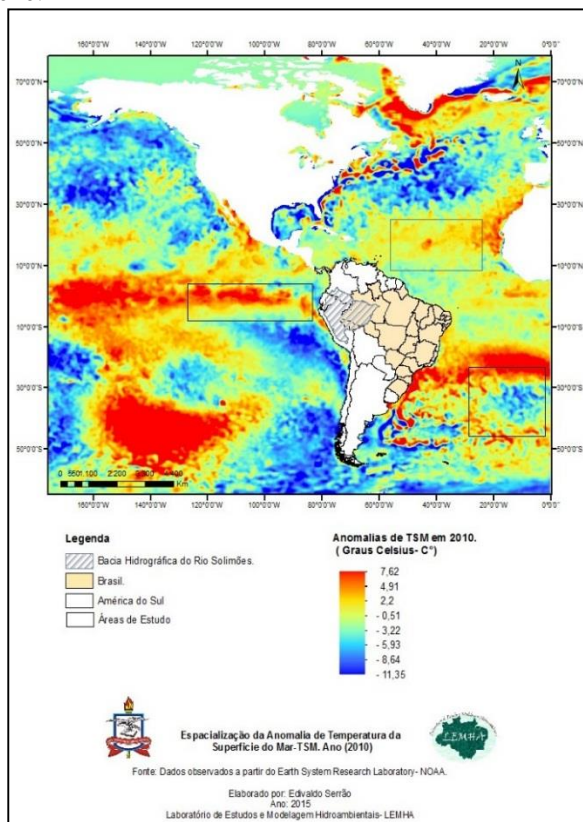
A Figura 11 apresenta a evolução das anomalias da TSM, no Pacífico e Atlântico tropical no ano de 2010. Os níveis em vermelho indicam a ocorrência de temperaturas acima da média; em azul, resfriamento abaixo da média. Observa-se que o evento de El Niño em 2010 foi mais severo que cinco anos antes, com anomalias positivas de TSM de (4,9 até $7,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Como agravante o Atlântico tropical norte esteve mais quente que o normal de (2,2 a $4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), já o Atlântico sul predominou um núcleo frio de ($-8,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) 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 10. Evolução das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}$ C) nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropical. Média anual para 2005.



Fonte: Autor (2016).

Figura 11. Evolução das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}$ C) nos Oceanos Atlântico e Pacífico tropical. Média anual para 2010.



Fonte: Autor (2016).

3.2 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 10). 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 contornado 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.

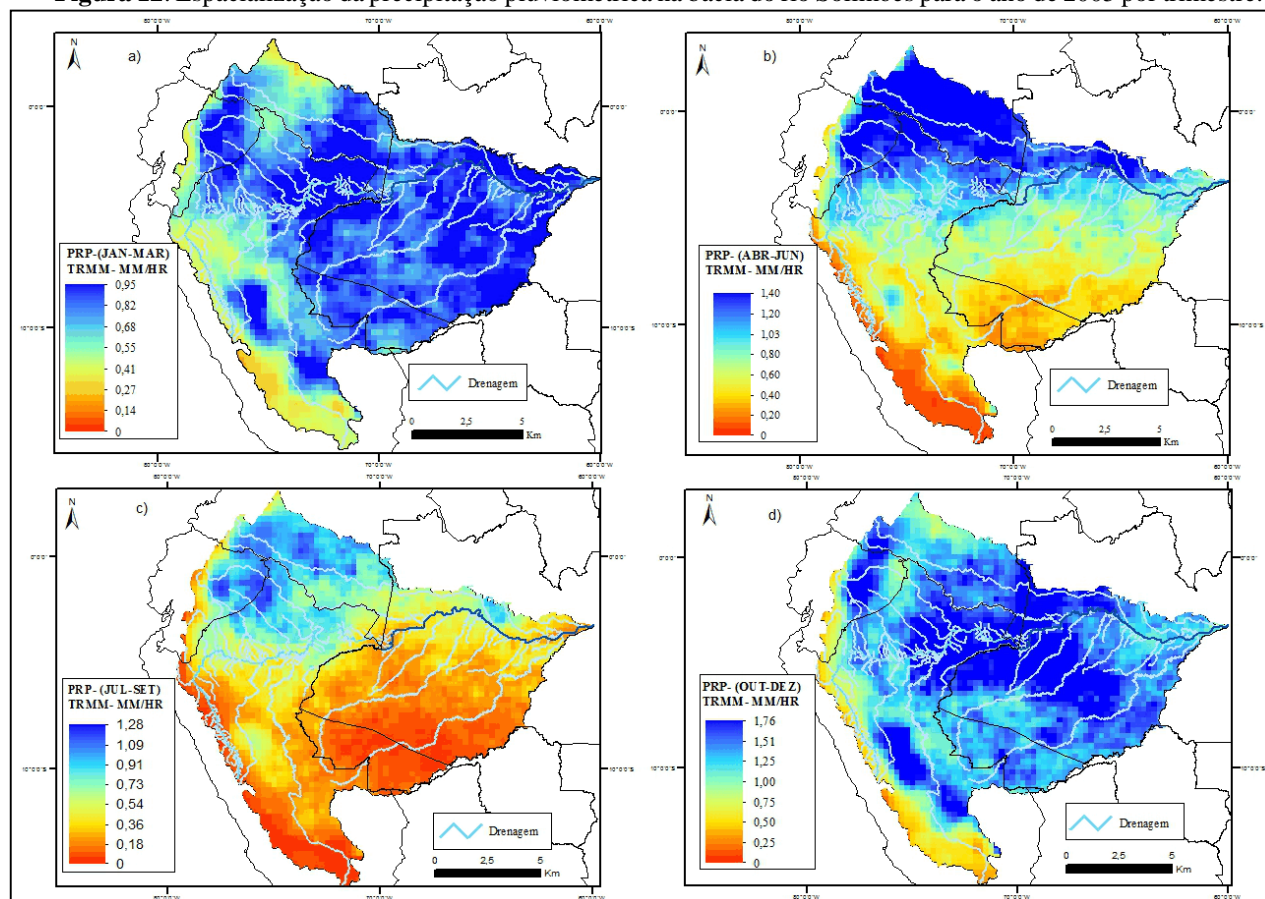
Outro fator agravante e com grande risco ecológico e social foi o aumento de queimadas durante a estação seca. Marengo et al. (2008) afirma que seca de 2005 foi também caracterizada por incêndios prolongados na região, o que sugere que a interação seca-fogo não é necessariamente restrito a eventos como 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., 2009; 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 12. Espacialização da precipitação pluviométrica na bacia do rio Solimões para o ano de 2005 por trimestre.



Fonte: Autor (2016).

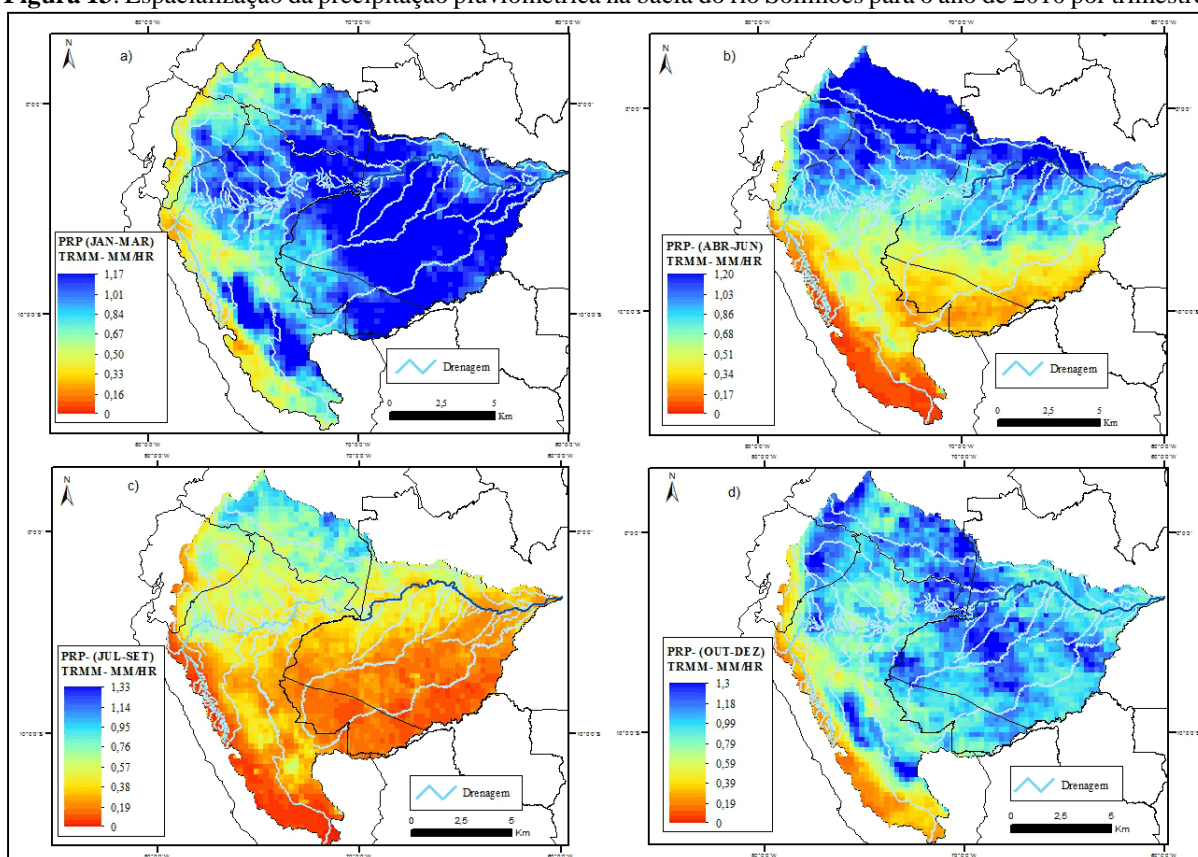
3.3 DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA EM 2010 NA BACIA DO RIO SOLIMÕES

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 13). 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 13. Espacialização da precipitação pluviométrica na bacia do rio Solimões para o ano de 2010 por trimestre.



Fonte: Autor (2016).

Observando a Figura 13c 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).

3.4 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 14). 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 14 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; MARENGO, 2011; FRAPPART et al., 2013).

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 15a), 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 15b).

Figura 14. Comportamento da cota fluviométrica em sete estações ao longo da calha do rio Solimões (Nascente a Jusante).

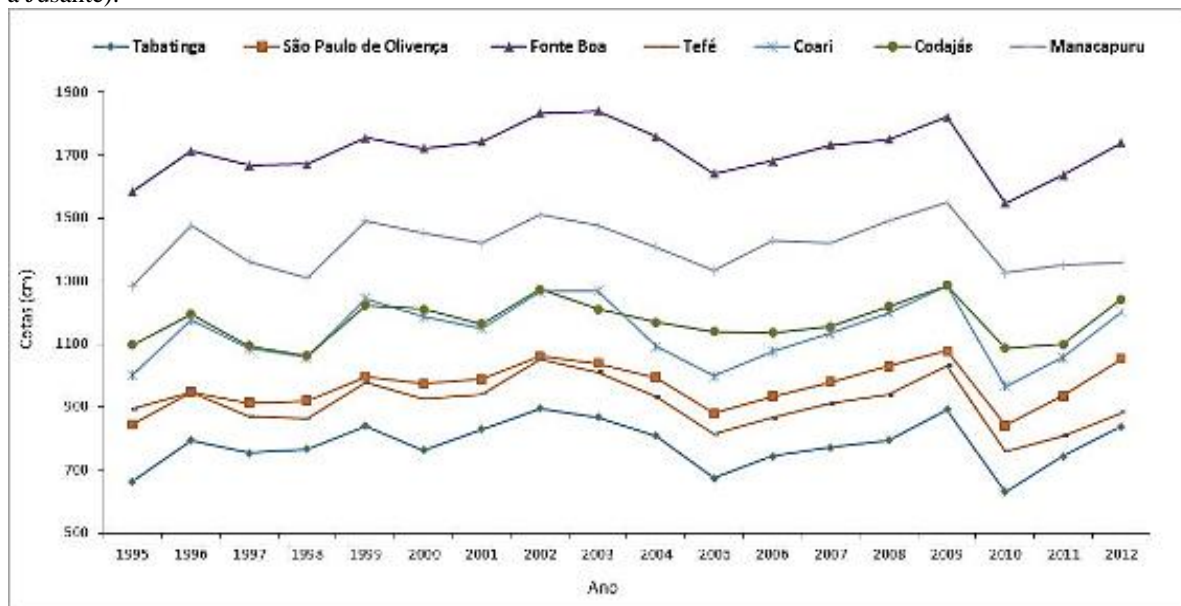
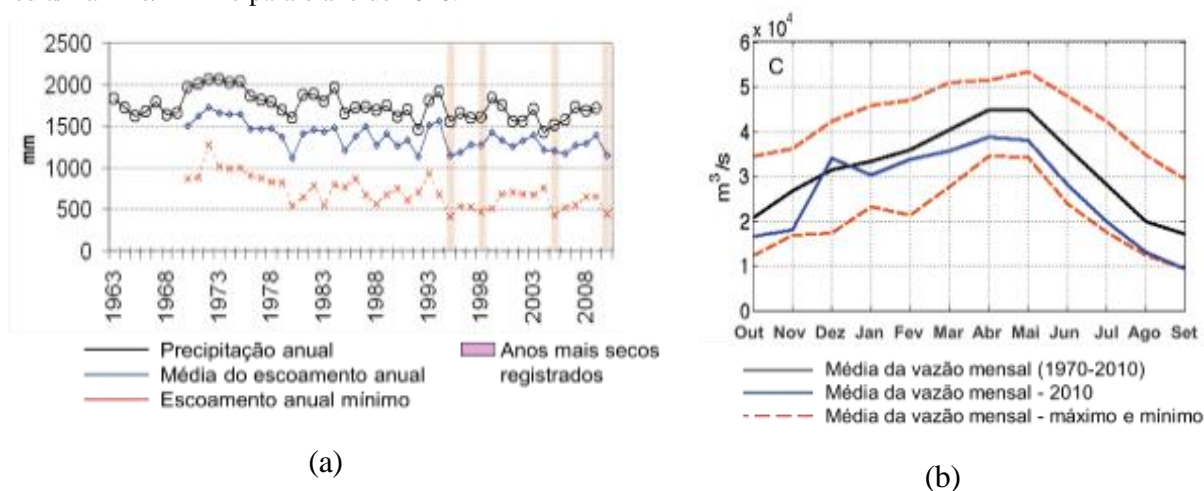


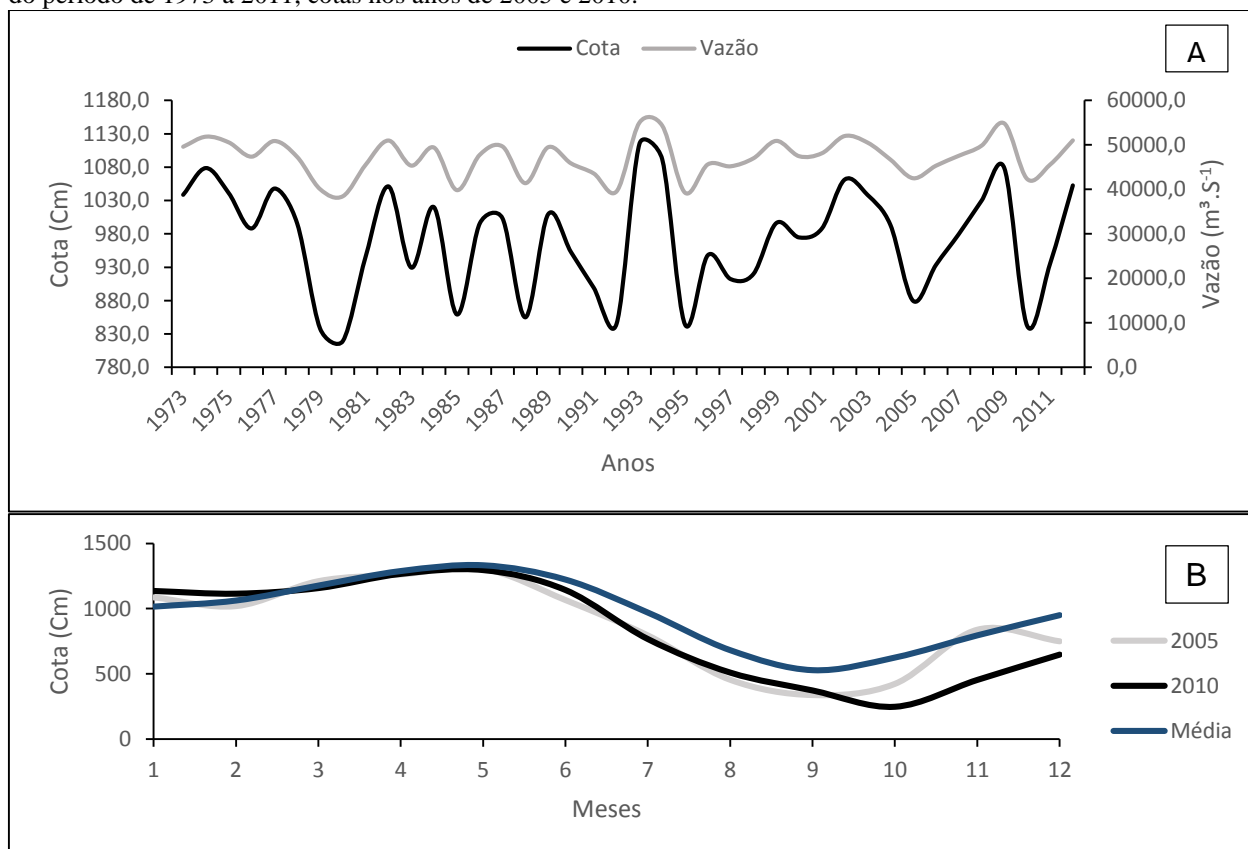
Figura 15. (a) Variabilidade interanual (1963-2010) da precipitação, escoamento médio e mínimo no alto Solimões; e (b) comportamento da vazão do alto rio Solimões, média mensal do período de 1970 a 2010, média/máximo/mínimo para o ano de 2010.



Fonte: Adaptados de Espinoza et al. (2011).

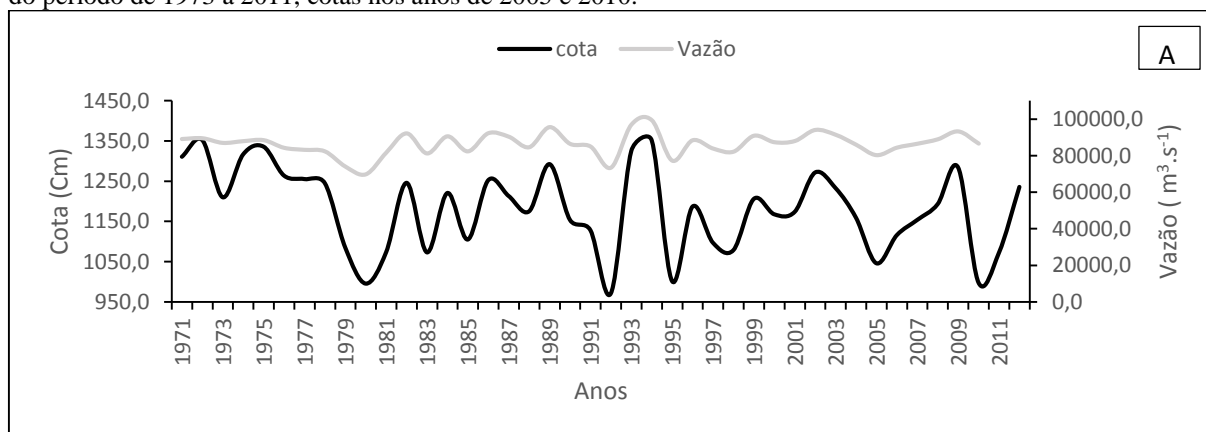
Para melhor observar o comportamento fluvial do rio Solimões durante as estiagens severas descritas, pode-se verificar cota e vazão fluviométricas a partir de três pontos de observação: Alto (São Paulo de Olivença), médio (Itapéua) e baixo Solimões (Santa Cruz); assim é possível ter uma ideia mais detalhada do quantitativo hídrico afetado nas secas de 2005 e 2010 (Figuras 16 a 18).

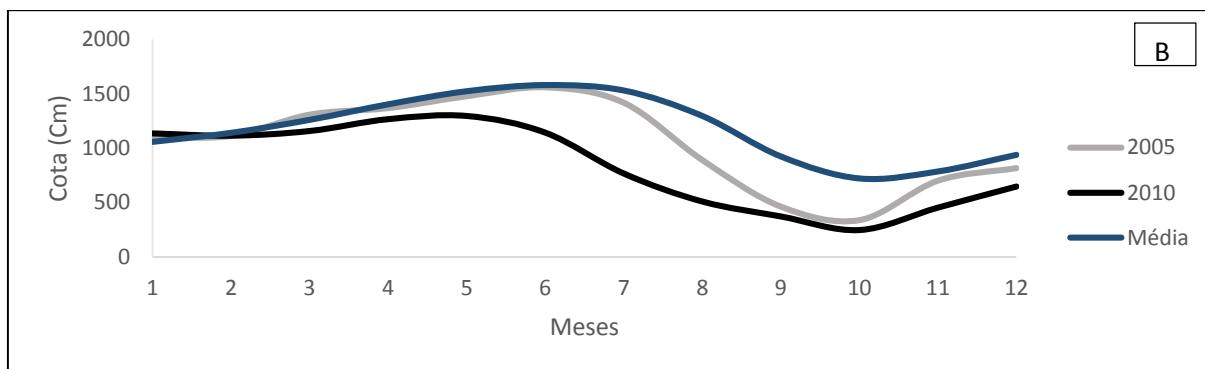
Figura 16: Cota e Vazão fluvial referente a estação hidrológica de São Paulo de Olivença. (a) Variabilidade interanual (1973-2011) no rio Solimões; e (b) comportamento mensal da cota no alto rio Solimões, média mensal do período de 1973 a 2011, cotas nos anos de 2005 e 2010.



Fonte: Autor (2016).

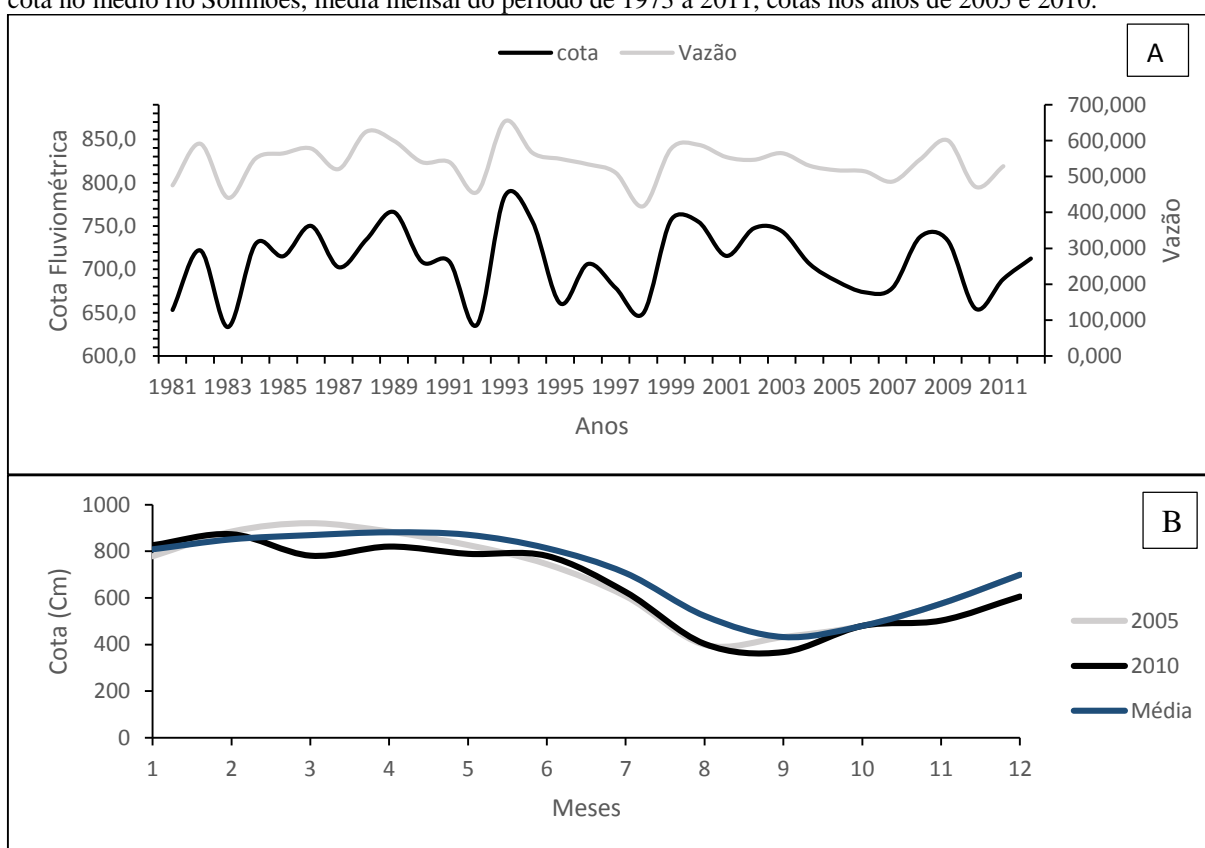
Figura 17: Cota e Vazão fluvial referente a estação hidrológica de Itapéua (próximo a Coari). (a) Variabilidade interanual (1973-2011) no rio Solimões; e (b) comportamento mensal da cota no médio rio Solimões, média mensal do período de 1973 a 2011, cotas nos anos de 2005 e 2010.





Fonte: Autor (2016).

Figura 18: Cota e Vazão fluvial referente a estação hidrológica de Estirão da Santa Cruz. (Próximo Manaus, na foz do rio Solimões). (a) Variabilidade interanual (1973-2011) no rio Solimões; e (b) comportamento mensal da cota no médio rio Solimões, média mensal do período de 1973 a 2011, cotas nos anos de 2005 e 2010.



Fonte: Autor (2016).

Nos anos de ocorrência dos fenômenos EN e Dipolo do Atlântico (2005 e 2010) o déficit de precipitação sobre a Amazônia afetou diretamente o nível e vazão do rio Solimões. Onde 2005 mostrou cota média mínima de 879,5 cm correlato com vazão de $42.531 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Algumas das vazões no Brasil (Amazônia, Sul do Brasil, Norte do Nordeste) apresentam altas correlações com os campos de anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, o que sugere uma possível associação entre vazões extremas e El Niño, ou um aquecimento no Oceano Atlântico Norte Tropical, como foi o caso, por exemplo, de 1998, com reduções nas vazões em

Manaus e Óbidos e nos níveis baixos do Rio Solimões durante a recente seca de 2005 (MARENGO et al., 2008 a, b).

No ano de 2010 a queda na cota fluviométrica registrada na estação de São Paulo de Olivença (Figura 16), foi ainda mais abrupta ao comparar com 2005. Apresentando cota média mínima de 841,9 cm e vazão $42.354 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, onde é importante ressaltar a intensidade do ENOS no ano de 2010, uma vez que o Índice Oceânico de Niño demonstra que o EN de 2010 foi considerado como forte, concomitante a isso o Atlântico permaneceu desfavorável com padrão de Dipolo Positivo neste ano (LEWIS et al., 2011).

Para a flutuação mensal da cota (Figura 16b) é notável que a média de cota fluvial representa bem o ano hidrológico na Amazônia sendo de setembro a maio o período de recarga hídrica inseridos nas estações de (primavera à outono) austral para o hemisfério sul. Visto isso, nos anos analisados aqui (2005, 2010) estiveram pelo menos 95% do ano abaixo do normal principalmente na virada do outono para o inverno. Uma vez que que no inverno, são os meses esperados de estiagem climatologicamente, o que faz dessa situação um agravante na condição hídrica do rio Solimões (MARENGO et al., 2011; SERRÃO et al., 2015).

Na Figura 17a, observou-se os anos de 2005 e 2010 estão entre os mais perceptíveis na curva média, onde 2005 a vazão média mínima foi de $80.260 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e cota fluvial de 1046,0 cm. Já em 2010 a estação registou cota de 997,8 cm; com vazão $86.567 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ valores estes superiores a estação a montante do rio Solimões. Apesar dos mecanismos atmosféricos que estiveram atuantes nos anos, esse acréscimo nos valores de cota e vazão, se dá ao fato de que o médio solimões, já está sobre influência da convergência de outros rios menores que fazem parte da malha hidrográfica do rio solimões (ZENG; YOON 2008; YOON; ZENG, 2010).

Para a cota mensal da estação de Itapéua (Figura 17b), a amplitude entre as curvas de cota fluvial referente a 2005 e 2010 é maior. Onde é altura máxima da média para esta estação é de 1531,0 cm; enquanto que 2010 foi de 1295,0 cm e 2005 se manteve próximo a média, em seus valores máximos. Contudo, os mínimos para os anos estudados são da ordem de 247cm e 338 cm, 2010 e 2005, respectivamente.

Ainda é notável que existe um *delay* em relação ao a montante do rio Solimões, no médio Solimões os níveis fluviais só começam a diminuir a partir de julho. Em 2010 esse comportamento se alterou e o decaimento da cota fluvial começou em junho, além de ser muito abaixo da média. Lewis (2011), evidenciou que a estiagem de 2010 foi a mais intensa no século, no âmbito de diminuição de precipitação, cota e vazão fluvial, além de ter maior área de impacto. Rodrigues Fonseca et al. (2009), avaliaram que TSM's muito anômalas nos Oceanos

Pacífico e Atlântico acarretaram diversos eventos extremos na Amazônia, como 1981, 1998 e 2005, e esse padrão poderia se intensificar de acordo com a resposta dos oceanos ao decorrer dos anos seguintes.

Avaliando o baixo Solimões, observa-se os dados referentes a estação hidrológica Estirão da Santa Cruz (Figura 18) nas proximidades da foz do rio Solimões em Manaus. Em 2005 a cota mínima foi de 686,2 cm e vazão de $517.333 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, já em 2010 a cota média mínima foi de 654,5 cm com vazão respectiva de $471,250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Novamente o padrão de anomalias positivas na região do Pacífico Equatorial e Atlântico tropical mostrou-se condicionar eventos hidrológicos na Amazônia (REBOITA; SANTOS 2014). Pezzi e Cavalcante (2001) vinham observando esse comportamento e avaliaram que algumas anomalias de precipitação e cota fluvial em regiões no leste da Amazônia e nordeste brasileiro. Contraposto a condição de excedente de precipitação no Sul e Sudeste do Brasil.

No comportamento mensal de cota fluvial (Figura 18b), a amplitude entre as curvas de cotas fluvial é menor, se comparado a estação fluvial do médio curso do rio Solimões. Porém, o mês de queda nos níveis fluviais estão iguais, no mês de junho. O mínimo de cota registrada em 2010 foi de 368 cm no mês de setembro, e 399 cm em agosto de 2005. novamente a conciliação do evento extremo com a época de estiagem da região amazônica, levou a níveis críticos do nível do rio Solimões, dificultando dezenas de milhares de famílias que vivem a suas margens e necessitam do rio para diversos fins (MARENGO et al., 2009; MARENGO et al., 2011; REBOITA; SANTOS, 2014; SERRÃO et al., 2015). O fato de no início dos anos às cotas fluviais estarem acima da média, se dá ao fato de eventos de extremos de precipitação nos anos predecessores as estiagens aqui estudadas cheias de (2004 e 2009), onde eventos de Anomalias negativas de TSM no Pacífico equatorial (LN) e Atlântico tropical sul (REBELLO, 2013).

4 CONCLUSÕES

Vários estudos têm indicado que a ocorrência de EN pode causar déficit de precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil. Entretanto, existe a influência das anomalias de TSM do Atlântico Tropical sul e norte, que se acopla ao efeito das anomalias de TSM do Pacífico Tropical, alterando ou fortalecendo o sinal das anomalias de precipitação sobre o Brasil tropical indicando um padrão de teleconexões, podendo auxiliar nas previsões futuras de eventos extremos na Amazônia.

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. Uma vez que esses eventos têm influência direta sobre a vida de inúmeras pessoas que habitam as margens do rio Solimões e dependem do rio para sustento e outras utilidades. 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.

Logo seria de suma importância uma rede de monitoramento climático/tempo e hidrológico com rotinas de modelos de previsão de curto e longo prazo, visando auxiliar os municípios e comunidades distribuídas ao longo da bacia do rio Solimões na tomada de decisão e mitigação de eventos extremos que afligem a região.

REFERENCIAS

- ALCÂNTARA, 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.
- ANGSTRÖM, A. Teleconnections of climate changes in present time. **Geography Annals**. v. 17, p 242- 258, 1935.
- ARAÚJO, A. N.; GUETTER A. K. Validação da chuva estimada por satélite “CMORPH” na modelagem hidrológica do alto Iguaçu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 3, p. 189-198, 2007.
- 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 nº 26, p. 76-80, 1996.
- 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.
- 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.
- BINDLISH, R.; BARROS, A. Disaggregation of rainfall for one-way coupling of atmospheric and hydrological models in regions of complex terrain. **Global Planet**, v. 25, p. 111-132, 2000.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, Mon. **Weather Rev.** v. 97, p. 163 – 172, 1969.
- CALHEIROS, A. J. P.; MACHADO, L. A. T. Cloud and rain liquid water statistics in the CHUVA campaign. **Atmospheric Research**, v. 144, n. SI, p. 126-140, 2014.
- CASTRO 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. 336-3455, 2013.
- CARVALHO, J. R. P.; ASSAD, E. D. Análise espacial da precipitação pluviométrica no Estado de São Paulo: Comparação de métodos de interpolação. **Engenharia Agrícola**, v. 25, n. 2, p. 377- 384. 2005.
- CHANG, P. L.; LI, H. A decadal Climate variation in the tropical Atlantic ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v.385, p.516-518, 1997.
- COLLISCHONN, B.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Rev. Bras. de Cartografia**, n. 59, v. 1, p. 93-99, 2007.
- COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates, **Journal of Hydrology**, v. 360, p. 207-216, 2008.

CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS – CNRH (Brasil). Resolução nº 30, de 11 de dezembro de 2002. **Diário Oficial da União**, Brasília, 19 mar. 2003a.

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.

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

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.

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.

FOLEY, J. A. et al. El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**. v. 16, p. 79-1 - 79-20, 2002.

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.

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.

GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. *In*: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. (eds) **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene**. v. 14, p 159-191, 2009.

GRIMM, A. M.; TADESCHI, R. G. ENSO and Extreme Rainfall Events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1589-1609, 2009.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 813-829, 1981.

- HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear responses of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1179-1196, 1981.
- HOU, A. Y.; KAKAR, R. K.; NEECK, STEVEN.; AZARBARZIN, A. A.; KUMMEROW, C. D.; KOJIMA, M.; OKI, R.; NAKAMURA, KENJI.; IGUCHI, T. The Global Precipitation Measurement Mission. **American Meteorological Society**, p. 701-722, 2014.
- HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; MORRISSEY, M.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. **Journal Hydrometeorology**, v. 2, p. 36-50, 2001.
- 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.
- JOYCE, R. J.; XIE, P.; JANOWIAK, J. E. Kalman filter-based CMORPH. **Journal Hydrometeorology**, v. 12, p. 1547-1563, 2011
- 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.
- KIDD, C.; D. R. KNIVETON, M. C. TODD.; BELLERBY, T. J. Satellite rainfall estimation using combined passive microwave and infrared algorithms. **Journal Hydrometeorology**, v. 4, p. 1088-1104. 2003.
- KIDD, C.; LEVIZZANI, V. Status of Satellite Precipitation Retrievals. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 7, p. 8157-8177, 2011.
- KLEIN, S. A.; SODEN, B. J.; LAU, N. C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for tropical Atmospheric bridge. **Journal of Climate**, v. 12, p. 917-932, 1999.
- KUBOTA, T.; SHIGE, S.; HASHIZUME, H.; AONASHI, K ; TAKAHASHI, N.; SETO, S.; TAKAYABU, Y. N.; USHIO, T.; NAKAGAWA, K.; IWANAMI, K.; KACHI, M.; OKAMOTO, K. Global precipitation map using satellite borne microwave radiometers by the GSMaP project: Production and validation. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions**, v. 45, p. 2259-2275, 2007
- KULIGOWSKI, R. J. A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates. **Journal Hydrometeorology**, v. 3, p. 112-130. 2002.

- KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BAENES, W. The status of the rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 1965-1982, 2000.
- 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.
- LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, 2007.
- MANTUA, N. J. et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, 1997.
- 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.; 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.; 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.
- MCPHADEN, M. J. El Niño and La Niña: Causes and global consequences. **Encyclopedia of Global Environmental Change**, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, p. 353-370, 2002.
- MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific–South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581-1596, 1998.
- 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.
- 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 Sciences**. Boston, v. 38, p.2653-2675, 1981.

- 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.
- NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The Climatology of Droughts and Drought Prediction. In: PARRY, M. P.; CARTER, T. R.; KONIJN, N. T. (eds.). **Impacts of Climatic Variations on Agriculture: Assessments in semi-arid regions**. D. Reidel Pub. Co, v. 2, 1988, 764 p.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.
- PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. San Diego: Academic Press, 1990.
- PHILANDER, S. G. H. El Niño and La Niña. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 2652-2662, 1985.
- PHILLIPS, O. L. et al. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. **Science**, v. 323, p. 1344-1347, 2009.
- RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 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.
- REIBOTA, M. S.; SANTOS, I. A.; Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**. v. 15, p. 28-48, 2014.
- RODRIGUES 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.
- 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.
- SAJI, N. H. et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**. v. 401, p 360 – 363, 1999.

- 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.
- SERRÃO, E. A. O.; SANTOS, C. A.; LIMA, A. M. M. Avaliação da seca de 2005 na Amazônia: uma análise da calha do rio Solimões. **Estação Científica**, v. 4, n. 2, p. 99-109, 2015.
- SERRÃO, E. A. O.; SANTOS, C. A.; WANZELER, R. T. S.; GONÇALVES, L. J. M.; LIMA, A. M. M. Avaliação da seca de 2005 e 2010 na Amazônia: uma análise a bacia hidrográfica do rio Solimões. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 9, n. 2, p. 5-20, 2015.
- 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.
- SOROOSHIAN, S.; HSU, K-L.; GAO, X.; GUPTA, H. V.; IMAM, B.; BRAITHWAITE, D. Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 81, p. 2035-2046, 2000.
- SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. A precipitação observada no Norte-Nordeste do Brasil durante episódios simultâneos de ENOS no Pacífico e do Dipolo de anomalias de TSM no Atlântico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu. **Anais ...** Rio de Janeiro, RJ: SBMET, 2002.
- TAO, W.-K.; LANG, S.; ZENG, X.; SHIGE, S.; TAKAYABU, Y. Relating convective and stratiform rain to latent heating. **Journal Climate**, 23, p. 1874-1893, 2010
- TATTON, J. E. G. **Água e Mudanças Climáticas**. Cidadania e Meio Ambiente, n. 32, p. 22-24, 2011.
- THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.
- 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.
- TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. National Center for Atmospheric Research, *Boulder, Colorado. **Journal of Climate**. V.13, 2000.
- TURK, F. J.; MILLER, S. D. Toward improved characterization of remotely sensed precipitation Regimes with MODIS/AMSR-E blended data techniques: geoscience and remote sensing. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, v. 43, p. 1059-1069, 2005.

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.

WAGNER, R. G. Mechanism's controlling variability of the in-terhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climatology**, v. 9, p. 2010-2019, 1996.

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.