INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS – UEA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE – CLIAMB

ASSOCIAÇÃO DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA DOS OCEANOS COM OS NÍVEIS DOS RIOS DA AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE A PARTIR DE DADOS ALTIMÉTRICOS

MYLENA VIEIRA SILVA MANAUS - AMAZONAS JUNHO - 2017

MYLENA VIEIRA SILVA

ASSOCIAÇÃO DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA DOS OCEANOS COM OS NÍVEIS DOS RIOS DA AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE A PARTIR DE DADOS ALTIMÉTRICOS

Orientadores: JOECILA SANTOS DA SILVA. LUIZ ANTÔNIO CÂNDIDO Fonte Financiadora: CAPES.

> Dissertação apresentada ao PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE – INPA/UEA, como parte requisitos para obtenção do título de Mestre em CLIMA E AMBIENTE.

MANAUS - AMAZONAS JUNHO - 2017









ATA DE DEFESA PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE DO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA E UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS.

Aos 22 dias do mês de junho do ano de 2017, às 14:00 horas, no Auditório do prédio do LBA, Campus II/INPA, sito à Av. André Araújo, 2936 - Bairro de Petrópolis, reuniu-se a Comissão Julgadora de Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. Joecila Santos da Silva (Presidente), Profa. Dra. Jaidete Monteiro de Souza (UEA) e o Prof. Dr. Daniel Alejandro Vila (INPE), tendo como suplentes o Prof. Dr. Vinícius Buscioli Capistrano (UEA) e o Prof. Dr. Carlos Benedito Santana da Silva Soares (SIPAM), sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a arguição pública do trabalho de dissertação de Mylena Vieira Silva intitulado "ASSOCIAÇÃO DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA DOS OCEANOS COM OS NÍVEIS DOS RIOS DA AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE A PARTIR DE DADOS ALTIMÉTRICOS", orientada pela Profa. Dra. Joecila Santos da Silva (UEA) e Prof. Dr. Luiz Antonio Candido (INPA).

O Presidente da Comissão Julgadora deu início à seção e informou os procedimentos do exame. A aluna fez uma exposição do seu estudo e foi argüida oralmente pelos membros da Comissão Julgadora de Defesa Pública. A Comissão Julgadora, então, se reuniu e os membros emitiram os seguintes pareceres:

Nome	Parecer		Assinatura
Joecila Santos da Silva	(X) Aprovado	() Reprovado	
Jaidete Monteiro de Souza	(X) Aprovado	() Reprovado	faiders Montered Songe
Daniel Alejandro Vila	🗙 Aprovado	() Reprovado	m
Vinícius Buscioli Capistrano	() Aprovado	() Reprovado	
Carlos Benedito Santana da Silva Soare	s () Aprovado	() Reprovado	

Nada mais havendo a relatar foi lavrada a presente ata que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Julgadora.

> Programa de Pós-Graduação do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – PPG-INPA Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente – PPG-CLIAMB Av. André Araújo, 2936 –Bairro de Petrópolis– CEP: 69.060-001 Fone/Fax: 55 92 3643-3255 E-mail: http://ppg@inpa.gov.br - ppg.cliamb@inpa.gov.br Manaus/Amazonas/Brasil

S586 Silva, Mylena Vieira

Associação da variabilidade climática dos oceanos com os níveis dos rios da Amazônia: uma análise a partir de dados Altimétricos./ Mylena Vieira Silva . --- Manaus: [s.n.], 2017. 127 f.: il.

Dissertação (Mestrado) --- INPA, Manaus, 2017. Orientadora: Joecila Santos da Silva Coorientador: Luiz Antônio Cândido Área de concentração: Clima e Ambiente

1. Variabilidade climática. 2.Altimetria espacial. 3. Bacia Amazônia . I. Título.

CDD 551.6

Sinopse:

Estudou-se a variabilidade dos níveis de água em escala de sub-bacia na Amazônia em relação aos índices climáticos de TSM. Foram utilizados 12 anos de dados provenientes da técnica de Altimetria espacial para verificar em escala mensal e anual as respostas dos rios às variações da TSM dos oceanos Atlântico tropical e Pacífico equatorial durante extremos na Amazônia. A caracterização do regime hidrológico em regiões não monitoradas pela rede convencional de dados foi realizada a partir de dados Altimétricos.

Palavras –chave: Bacia Amazônia, Variabilidade climática, Altimetria espacial.

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas contribuíram direta e indiretamente para a realização desta dissertação. Nesses dois anos, aprendi que na ciência não se faz nada sozinha, e eu não poderia deixar de reconhecer a todos que colaboraram ao longo de todo o processo de realização deste trabalho.

Primeiramente, agradeço à minha orientadora Dra. Joecila Santos da Silva por me propiciar muitas oportunidades desde a graduação e ter acreditado no meu trabalho. Obrigada pela orientação, dedicação, incentivo e, principalmente, por ter contribuído para minha formação profissional e pessoal, sempre mostrando que devemos fazer uma ciência séria, de integridade e responsabilidade.

Ao Dr. Luiz Antônio Cândido, sempre disposto a ajudar a todos sem exceção. Agradeço pelos conselhos e todo apoio científico dado, extremamente valiosos ao longo desta trajetória e, especialmente, por ter me acolhido como orientanda. Obrigada pela confiança, dedicação e pelos ensinamentos que levarei para a vida.

Meus sinceros agradecimentos ao Dr. Stéphane Calmant, do IRD, pela grande colaboração e apoiar o desenvolvimento deste projeto. Graças à sua contribuição, foi possível moldar as questões e abordagens deste trabalho. Também agradeço ao Dr. Adrien Paris, pela disponibilidade e sugestões na etapa de processamento e interpolação dos dados, suas dicas foram fundamentais para a execução deste trabalho.

Agradeço aos professores do Programa de Pós Graduação em Clima e Ambiente do INPA/UEA pelos valiosos ensinamentos transmitidos ao longo do primeiro ano do curso e aos colegas da turma 2015 pela amizade e parceria ao longo desses últimos dois anos e meio. Às amizades construídas na Pós-Graduação pelo agradável convívio e apoio. Aos colegas do RHASA pela amizade e momentos de descontração durante as reuniões.

Agradeço ao laboratório RHASA por disponibilizar os dados altimétricos na Amazônia. Este projeto só foi possível graças ao extenso banco de dados altimétricos provenientes do esforço coletivo de diversos pesquisadores e alunos envolvidos ao longo dos últimos anos. Agradeço às instituições INPA e UEA pela infraestrutura oferecida, a ANA e CPRM pela disponibilidade dos dados *in situ* e à CAPES pelo apoio financeiro.

Agradeço aos meus pais que não mediram esforços para que eu chegasse até aqui. À minha mãe por todos os ensinamentos e me inspirar diariamente com sua determinação e força. À minha irmã pelo carinho, apoio e paciência. Ao Cláudio pelo companheirismo e bom

humor, sempre me encorajando nos momentos em que nada parecia dar certo, sendo acima de tudo, meu melhor amigo e meu amor.

RESUMO

O objetivo desta pesquisa foi investigar a influência da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade dos níveis de água na bacia Amazônica, avaliando o potencial dos dados de Altimetria Espacial para estudos hidroclimáticos a longo prazo na Amazônia, nas escalas mensal e anual entre 2003 e 2015. Para validação da série altimétrica foram utilizados dados de cota da rede convencional, considerando as sub-bacias dos rios Amazonas-Peru, Solimões, Negro, Madeira e Jutaí. As anomalias de cotas altimétricas apresentaram índices de acurácia elevados em relação às da rede convencional. Foram realizadas análises estatísticas entre os índices climáticos de TSM e as anomalias de cotas para identificar padrões de variabilidades entre as condições climáticas de grande escala e a flutuação dos níveis dos rios, considerando uma composição de dados altimétricos das missões ENVISAT e Jason-2. Verificou-se correlações negativas significativas com o ATN durante o pico de enchente no Norte (Negro) e Oeste da Amazônia (Amazonas-Peru, Solimões-oeste e Jutaí). Para os rios da região Oeste, as correlações com ATN persistem por mais meses. A região do Alto rio Negro apresentou correlação negativa com o Pacífico durante os meses de verão no HS, enquanto a porção Central (Solimões) apresenta relações positivas durante os meses de vazante (junho/julho). Para a região do Alto rio Madeira as correlações negativas com ATN são mais fortes que para o ATS. Posteriormente, foi realizada a caracterização do regime hidrológico das regiões em que há pouco ou nenhum monitoramento – Rios Japurá, Purus, Médio Xingu e Tapajós com dados Altimétricos. A correlação entre cotas e TSM dos oceanos adjacentes com esses rios revelou que o ATN influencia durante o período de vazante no rio Purus (abril até agosto). O médio Xingu apresenta forte correlação entre o nível e as condições dos três oceanos, porém as relações com o ATN ao longo do ano destacam-se no período que antecede o pico da vazante em agosto. Relações similares foram encontradas na bacia do Tapajós. No Japurá as correlações com as anomalias de TSM são mais fracas em virtude dos altos totais pluviométricos na região. Com base nas áreas de TSM mais bem correlacionadas com as anomalias de cotas nessas regiões foi desenvolvido um modelo de regressão linear múltipla para a previsão das anomalias de cota para o mês em que ocorreu o pico de enchente em 2016, apresentando um ajuste linear com coeficiente de determinação superior a 80% para o rio Japurá e Médio Xingu.

ABSTRACT

The objective of this research was to investigate the influence of SST of the Pacific and Atlantic Oceans on the variability of water levels in the Amazon basin, evaluating the potential of the Spatial Altimetry data for long term hydroclimatic studies in the Amazon, in the monthly and annual scales between 2003 and 2015. For the validation of the altimetric series, we used quota data from the conventional network, considering the sub-basins of the Amazonas-Peru, Solimões, Negro, Madeira and Jutaí rivers. The anomalies of altimetric dimensions had high accuracy indices compared to those of the conventional network. Statistical analyzes were carried out between SST climate indexes and quota anomalies to identify patterns of variability between large-scale climatic conditions and river level fluctuation, considering a composition of altimetric data from the ENVISAT and Jason-2 missions. There were significant negative correlations with ATN during the peak of flood in the North (Negro) and West of the Amazon (Amazonas-Peru, Solimões-oeste and Jutaí). For the rivers of the western region, the correlations with ATN persist for more months. The Upper Rio Negro region presented negative correlation with the Pacific during the summer months in the HS, while the Central portion (Solimões) presented positive relations during the months of ebb (June / July). For the Upper Rio Madeira region the negative correlations with ATN are stronger than for the ATS. Subsequently, the characterization of the hydrological regime of regions with little or no monitoring - Rios Japurá, Purus, Medium Xingu and Tapajós with Altimetric data were performed. The correlation between coasts and SSTs of the adjacent oceans with these rivers revealed that the ATN influences during the Purus river ebb period (April to August). The Xingu medium presents a strong correlation between the level and the conditions of the three oceans, but the relations with the ATN during the year stand out in the period that precedes the peak of the ebb in August. Similar relationships were found in the Tapajós basin. In Japurá the correlations with SST anomalies are weaker due to high rainfall totals in the region. Based on the SST areas better correlated with the anomalies of quotas in these regions, a multiple linear regression model was developed for predicting the anomalies of the quota for the month in which the peak of flood occurred in 2016, presenting a linear adjustment with coefficient Of determination higher than 80% for the Japurá and Médio Xingu rivers.

1 INTRODUÇÃO	18
1.1 Introdução e justificativa	18
1.2 Objetivos	21
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
2.1 Mecanismos de interação oceano-atmosfera que afetam a Amazônia	22
2.1.1 Influência do Pacífico	22
2.1.2 Influência do Atlântico Tropical	24
2. 2 Estimativas de dados hidrológicos por satélite	26
2.2.1 Altimetria Espacial	26
2.2.2 A medida altimétrica	27
2.2.3 Limitações	28
2.2.3 As missões altimétricas ENVISAT e Jason-2	30
3 ÁREA DE ESTUDO - BACIA AMAZÔNICA	32
3.1 Clima	32
3.2 Hidrologia	32
4 DADOS E METODOLOGIA	36
4. 1 Dados	39
4.2 Validação dos dados altimétricos	43
4.3 Cálculos estatísticos	44
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	48
5.1 Validação dos dados altimetricos	48
5.2 Correlação linear entre anomalias de precipitação e cota	55
5.3 Associação da variabilidade dos níveis de água com a TSM para as EVC	60
5.3.1 Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios do Oeste da Amazônia	63
5.3.2Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios do Noroeste da Amazônia	71
5.3.3Análise da relação entre as anomalias de TSM e o Norte da Amazônia	73
5.3.4Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios da Amazônia Central	75
5.3.5 Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios do Sul da Amazônia	78
5.4 Análise dos extremos nos tributários da bacia	81
5.5 Análise das influências de anomalias de TSM em regiões não monitoradas	92
5.5.1 Regime hidrológico dos rios não monitorados	92
a) Rio Japurá	93

SUMÁRIO

b) Rio Purus	94
c) Médio Xingu	96
d) Tapajós	97
e) Rio Madeira	99
5.5.2 Análise da correlação linear entre anomalias de níveis de água obtidos a p altimétricos e TSM e eventos extremos em locais não monitorados	artir de dados 100
a) Rio Japurá	101
b) Rio Purus	
c) Médio Xingu	
d) Alto Tapajós	
5.5.3 Relação entre cotas máximas e condições dos oceanos	110
6 CONCLUSÕES	114
7 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	117
Apêndice 1: Estações virtuais compostas e fluviométricas ao longo da bacia	126

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Medida altimétrica em hidrossistemas continentais. Fonte: Silva, 2010......28

Figura 5 - Fluxograma da metodologia para análise das correlações entre as variáveis......37

Figura 8 - Validação dos dados altimétricos na bacia Amazônica. Ícones rosa e azuis correspondem às estações altimétricas e linimétricas, respectivamente e a linha azul à rede de drenagem. SRTM (*Shuttle Radar Terrain Model*) em segundo plano......49

Figura 18 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do rio Amazonas-Peru em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015......82

Figura 23 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do rio Solimões em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015......90

Figura 24 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do Alto rio Madeira em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015......91

Figura 34 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no rio Japurá em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015......103

Figura 35 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no rio Purus em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5 de 2003 até 2015......105

Figura 37 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no rio Tapajós em relação às anomalias de TSM da região equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5 de 2003 até 2015.....110

Figura 38 - Anomalias previstas e calculadas a partir de dados Altimétricos......112

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Sub-regiões hidrográficas da bacia Amazônica 33
Tabela 2 - Características das estações fluviométricas da área de estudo. 40
Tabela 3 - Descrição das estações virtuais e fluviométricas utilizadas no estudo, e suasrespectivas distâncias
Tabela 4 - Estatística das comparações entre dados de estações fluviométricas e de Altimetria espacial. 50
Tabela 5 - Correlação linear entre anomalias de precipitação e cota para o período de 2003 a 2015 e valor crítico de t _{140, 150; 5%} ~ 1,65
Tabela 6 - Correlação entre anomalias de cotas observadas (OBS) e altimétricas (ALT) com TSM, em escala anual, entre 2003 e 2015, com significância estatística de 95% valor crítico de $t_{140, 150; 5\%} \sim 1,65$
Tabela 7 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio Amazonas- Peru para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,79665$
Tabela 8 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio Solimões para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de * $t_{12;5\%} = 1,812$ e $t_{13;5\%} = 1,796$
Tabela 9 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio Jutaí para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de * $t_{12;5\%} = 1,812$ e $t_{13;5\%} = 1,796$ 70
Tabela 10 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e Altimétricos no rio Negro mais à montante, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$
Tabela 11 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio Negro, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,79675$
Tabela 12 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio Solimões, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de ${}^{1}t_{9;5\%} = 1,895$, ${}^{2}t_{10;5\%} = 1,860$, ${}^{3}t_{11;5\%} = 1,833$ e $t_{13;5\%} = 1,796$
Tabela 13 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio Madeira, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de ${}^{1}t_{11;5\%} = 1,833$, e $t_{12;5\%} = 1,812$ ${}^{2}t_{13;5\%} = 1,796$

Tabela 14 - Rios e Estações virtuais utilizadas no estudo e suas respectivas distâncias...... 101

Tabela 15 - Correlação mensal entre anomalias de cotas altimétricos no rio Japurá, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$101

Tabela 16 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados altimétricos no rio Purus, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796....104$

Tabela 17 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados altimétricos no médio Xingu, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796....106$

Tabela 18 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados altimétricos no rio Tapajós, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$109

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

- AT Atlântico Tropical
- ATN Atlântico Tropical Norte
- ATS Atlântico Tropical Sul
- EM Erro médio
- ENOS El Niño/Oscilação Sul
- EV Estações Virtuais
- EVC Estações Virtuais Compostas
- FO Forma de onda
- HS Hemisfério Sul
- PAC Oceano Pacífico
- PDC Pontos de cruzamento
- RMSE Erro médio quadrático
- TSM Temperatura da Superfície do Mar
- ZCIT Zona de Convergência Intertropical

1 INTRODUÇÃO

1.1 Introdução e justificativa

Nas últimas décadas, eventos hidrológicos extremos afetaram a bacia Amazônica causando danos sociais consideráveis às populações ribeirinhas, ocasionando dificuldades de transporte e navegação, escassez de alimento, água e doenças epidêmicas, bem como danos ecológicos, conduzidos, inicialmente, por anomalias climatológicas. Estas anomalias climatológicas foram fortemente influenciadas pela variabilidade dos oceanos Pacífico e Atlântico Equatorial (Marengo & Espinoza, 2016).

De acordo com Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) as chuvas e vazões de rios na Amazônia apresentam variabilidades associadas às mudanças dos padrões de variação nas mesmas escalas de tempo nos oceanos Pacífico e Atlântico (IPCC, 2016). A variabilidade interanual está associada ao El Niño Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação do Atlântico Norte (North Atlantic Oscillation - NAO). Já as variabilidades interdecenal e decenal estão associadas com a Oscilação Decenal do Pacífico (Pacific Decenal Oscillation -PDO) no Pacifico, e com a Oscilação Multidecenal do Atlântico (Atlantic Mutidecadal Oscillation – AMO), no Atlântico. Yoon & Zeng (2010), mostram que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Tropical pode desempenhar um papel significativo na determinação da variabilidade interanual das chuvas na Amazônia, particularmente durante a estação seca. Segundo os autores, o Pacífico Tropical tem maior correlação durante a estação chuvosa da Amazônia. Já a correlação com o Oceano Atlântico Sul Tropical é mais fraca, mas é mais significativa durante o período de transição. A influência do ENOS é mais forte ao longo de todo bacia (com sua influência máxima para a foz do rio), especialmente durante a estação chuvosa. A influência do Atlântico Norte sobre a bacia Amazônica pode ser comparada aos efeitos produzidos pelo mesmo, ou seja, possui potencial de induzir a região à grandes eventos de secas ou cheias, de forma que, o aumento (redução) da precipitação sobre a bacia está associada com TSM anomalamente quente (fria) no Atlântico Sul Tropical, juntamente com SST anomalamente fria (quente) no Atlântico Norte Tropical.

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial, e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical, modulam a variabilidade do clima sobre a Amazônia, através das mudanças nos padrões de circulação, causando forte impactos na distribuição de precipitação sobre a bacia (Nobre, 1996). Segundo Nobre *et al.*

(2008), as secas mais intensas foram verificadas em episódios de El Niño, com maiores efeitos principalmente na parte Norte e Central da bacia. Marengo *et al.* (1998, 2008) mostram que esses eventos de seca podem ser ainda mais severos, se ocorrem simultaneamente o aquecimento anômalo das águas superficiais do Atlântico Tropical Norte.

A Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) é um fenômeno de baixíssima frequência e suas fases tem sido associada às condições anomalamente quentes e frias em vários pontos do planeta. Esse fenômeno é semelhante ao fenômeno ENOS, porém, em um ciclo mais longo de 50 a 60 anos, com 20 a 30 anos para cada fase, fria e quente. Durante a ocorrência da fase positiva da ODP, há a tendência de maior número de episódios de El Niño e mais intensos. Já durante a fase negativa da ODP, há maior ocorrência de episódios de La Niña, que tendem a ser mais intensos (Andreoli & Kayano, 2005; Marengo, 2004). Como mostrado por Marengo (2004), durante a fase positiva da ODP entre 1975 e 1999 ocorreram eventos de El Niño mais fortes e mais frequentes (1983, 1987, 1991-1993, 1998), que produziram menos chuvas no Norte e um aumento de chuvas no Sul da Amazônia. Segundo o autor, isso ocorreu devido à uma maior atividade de perturbações extratropicais durante alguns anos de El Niño.

A Oscilação do Atlântico Norte (OAN) é uma flutuação de grande escala da pressão atmosférica entre o sistema de alta pressão subtropical localizado perto dos Açores no Oceano Atlântico e no sistema de baixa pressão sub-polar perto da Islândia, sendo quantificado através do Índice OAN (NOAA, 2016). As mudanças desses sistemas de pressão enfraquecem ou fortalecem os alísios de Nordeste, modificando assim, o transporte de umidade para Amazônia e contribuindo para ocorrência de anos com secas severas. Durante a fase negativa (positiva) ocorre o enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios, diminuindo (aumentando) o transporte de umidade para a Amazônia. Utilizando registros de vazão de longo prazo do rio Obregón e Nobre (2004), mostraram que em escalas de tempo interanual (5-6 anos), a OAN desempenha o papel indireto sobre as vazões na Amazônia a partir da sua influência sobre os alísios, causando modificações no transporte de umidade para a região.

Apesar de vários estudos indicarem os efeitos da variabilidade do clima no escoamento de rios da bacia Amazônica, os dados fluviométricos utilizados restringem-se aos disponibilizados pela rede de monitoramento hidrológico convencional. No entanto, esta rede é escassa, devido as diferentes características geomorfológicas e topografia acidentada da região, como é caso do Noroeste da bacia. Atualmente, a Agência Nacional das Águas (ANA) disponibiliza dados hidrológicos da bacia Amazônica através do Sistema de Informações

Hidrológicas (portal HidroWeb http://www.snirh.gov.br/hidroweb/) contabilizando um total de 435 estações fluviométricas (ANA, 2017), entretanto, existem inconvenientes associados a estes dados, tais como a sua disponibilização tardia relativamente à data do evento (podendo ir dos 6 aos 12 meses dependendo da atualização do sistema), a baixa densidade da rede e sua abrangência limitada apenas ao território brasileiro. Segundo Costa *et al.* (2008) a disponibilidade de dados de precipitação é fornecida com rede de baixa densidade e relativamente recente, com poucas séries temporais se estendendo por mais de 50 anos. Nas medidas fluviométricas a maior parte das estações de medição de vazão na bacia Amazônica iniciaram suas operações nos anos 60, com exceção do porto de Manaus que tem monitoramento da cota do rio desde 1903. Em geral estas estações monitoram os rios principais de grandes bacias.

Suprir a ausência desses dados, em uma área como a Amazônia, em escala de subbacia, ganha importância para as gestões públicas de recursos hídricos, agronegócio e ciências ambientais. Os rios na região Amazônica servem de meios de transporte (muitas vezes o único), irrigação e para a manutenção do bioma da floresta tropical. Destaca-se, entre estes, a importância social na região exemplificando que comunidades podem ficar isoladas por meses, devido a uma seca prolongada, ou sofrerem danos materiais e humanos por uma cheia acima do normal.

As medições *in situ* quantificam as descargas de água em canais fluviais, mas, por exemplo, fornecem comparativamente pouca informação sobre a dinâmica espacial da água terrestre em planícies fluviais e zonas úmidas ou subterrâneas (Papa *et al.*, 2013). Por outro lado, as melhorias relacionadas com a aquisição e a análise de dados de sensores remotos nas últimas décadas, tornou possível a disponibilidade de dados que ampliaram a área monitorada das condições hidrológicas, particularmente nas regiões tropicais (Becker *et al.*, 2014). Dada a enorme dimensão da bacia Amazônica, as observações de sensoriamento remoto se tornam um meio viável para a compreensão da variabilidade espacial e temporal de padrões hidroclimáticos da bacia. Na bacia Amazônica, o uso da altimetria espacial provou ser uma alternativa viável na complementação da rede e até preenchimento de falta de dados na ausência de medições *in situ* (Berry *et al.*, 2005; Calmant e Seyler, 2006; Roux *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2010). Assim, vários autores passaram a utilizar cotas de rios, derivadas de sensores altimétricos, a bordo de satélites, a fim de complementar os dados *in situ*, na

realização de diversos estudos na região Amazônica (Leon *et al.*, 2006; Frappart *et al.*, 2012; Seyler *et al.*, 2008; Silva *et al.*, 2013, 2014; Paris *et al.*, 2016).

1.2 Objetivos

Este estudo propõe o uso da altimetria espacial, com o intuito de validar os dados para estudos hidrometeorológicos a longo prazo, buscando relacionar as variações de níveis de água dos rios da Amazônia com as anomalias de TSM dos oceanos e a consequente alteração dos padrões atmosféricos local, levantando a seguinte questão:

- Os dados de altimetria espacial podem se tornar uma fonte para estudos na área de clima no futuro?

Este estudo é baseado na hipótese de que é possível uma resposta positiva à questão enunciada anteriormente. Partindo-se dos dados altimétricos, busca-se identificar as áreas oceânicas com maior influência nos níveis de água ao longo da bacia Amazônica, avaliando a sua sensibilidade em resposta a variabilidade interanual dos oceanos Atlântico e Pacífico. As áreas oceânicas serão identificadas com a aplicação do cálculo do coeficiente de correlação linear entre as variáveis oceânicas (TSM e índices climáticos) e continentais (nível de água).

Para alcançar esse objetivo, pretende-se especificamente:

- 1) Elaborar séries altimétricas de nível de água durante o período de 2003 a 2015;
- Comparar as cotas observadas em estações *in situ*, próximas dos locais onde os dados altimétricos foram estimados;
- 3) Elaborar hidrogramas com os dados altimétricos;
- Analisar a variabilidade dos índices climáticos baseados em anomalias da TSM do Oceano Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical (ATN e ATS);
- Analisar as variações nas anomalias dos níveis de água com as variabilidades dos índices climáticos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Mecanismos de interação oceano-atmosfera que afetam a Amazônia

2.1.1 Influência do Pacífico

a) El Niño Oscilação Sul - ENOS

A Oscilação Sul é uma variação irregular de pressão atmosférica, envolvendo trocas de ar entre a célula subtropical de alta pressão sobre o Pacífico Sul Oriental e uma região de baixa pressão centrada no Pacífico Ocidental e na Indonésia, apresentando um período irregular entre 2 e 10 anos (Barry e Chorley, 2013).

Registros da Oscilação Sul começaram no século XIX, porém somente foi documentada por Walker e Bliss em 1932 e 1937. Eles analisaram 40 anos de dados atmosféricos, tais como pressão, temperatura, altas taxas de precipitação, além de registros históricos de enchentes em rios, degelo de montanhas, nível de lagos e atividade solar. Com base nesse conjunto de dados, foi proposto o Índice de Oscilação Sul (IOS), estimado a partir de flutuações dos valores pressão, em baixos níveis, em Tahiti (17,5°S - 149,6°W), no Oceano Pacífico Sul e em Darwin (12,4°S - 130,9 °E), no Norte da Austrália (Oliveira, 1999). Esses dois centros fazem parte da circulação de Walker, no sentido zonal, com movimentos ascendentes e descendentes em áreas mais e menos aquecidas, respectivamente.

O El Niño Oscilação Sul representa de forma genérica um fenômeno de interação atmosfera-oceano, associando alterações dos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), ventos alísios na região do Pacífico Equatorial e a Oscilação Sul, entre a Costa Peruana e no Pacifico Oeste próximo à Austrália. A Oscilação Sul consiste na variação da pressão em duas ilhas do Pacífico Central e Oeste, chamadas de Tahiti e Darwin, quantificado pelo Índice Oscilação Sul (IOS). Quando a anomalia de pressão ao nível médio do mar (PNM) é positiva sobre Darwin e negativa em Tahiti é denominada a fase negativa da Oscilação Sul, correspondente a um episódio El Niño. A fase positiva dessa Oscilação corresponde a episódios de La Niña (Oliveira, 2005).

b) El Niño

As TSM são consideradas uma das principais forçantes da variabilidade climática, principalmente nos trópicos, pois modulam os padrões de circulação na atmosfera (Coelho *et al.*, 2013). A convecção sobre a bacia Amazônica é regulada principalmente por características atmosféricas em grande escala, inclusive pela circulação de Hadley, a Zona de

Convergência Intertropical (ZCIT) e pela circulação de Walker (Nobre *et al.*, 2008). Um dos grandes mecanismos de controle em larga escala da variabilidade interanual da distribuição espacial da precipitação na bacia é o El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Esse fenômeno de interação atmosfera-oceano, está associado a alterações dos padrões normais da TSM e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e no Pacifico Oeste próximo à Austrália, afetando principalmente a parte Norte e Central da bacia (Oliveira, 2005).

Durante episódios de El Niño, os ventos alísios de Nordeste encontram-se enfraquecidos, fazendo com que haja um espalhamento das águas superficiais mais quentes até a costa Oeste da América do Sul. Em anos de El Niño mais intensos, o valor da TSM pode aumentar até 5°C em relação aos valores normais (CPTEC, 2017). Em eventos de ENOS, ocorrem mudanças na circulação meridional na região Tropical, conhecida como célula de Walker. Essa célula é deslocada para Leste, de modo que o ramo ascendente se encontra sobre o Pacífico Central (devido ao forte aquecimento das águas) e o ramo subsidente dessa célula encontra-se sobre a bacia Amazônica, inibindo a convecção. Logo, as modificações no padrão de circulação em anos de El Niño reduzem drasticamente a convecção sobre a bacia, levando à episódios de secas severas como em 1998, 2005 e 2010. Quando ocorre episódios de La Niña, são verificadas condições opostas. Os ventos alísios ficam mais fortalecidos, causando o empilhamento das águas mais quentes no Pacífico Oeste. Esse fortalecimento dos ventos alísios aumenta a ressurgência das águas frias na costa Peruana, causando o esfriamento das águas próximas a costa Oeste da América do Sul. A célula de Walker fica mais fortalecida, de modo que a precipitação e a vazão na bacia Amazônica ficam acima da média.

Marengo e Nobre (2009) compararam as anomalias de chuva na Amazônia durante eventos de El Niño e La Niña (1950-1995), e notaram que as mudanças nos regimes de chuva são mais intensas durante a estação chuvosa, ocorrendo de forma heterogênea na Amazônia. Os eventos de El Niño causam uma diminuição na precipitação, no escoamento do rio, e nos padrões de inundação em toda a bacia Amazônica, com reduções mais drásticas na parte Norte da bacia. Foley *et al.* (2002) estudaram a resposta dos rios da Amazônia durante esses eventos. Segundo os autores, durante o El Niño ocorre a diminuição do escoamento do rio nas porções Sul e Leste da bacia Amazônica (rios Tocantins, Xingu e Tapajós), além das porções Norte da bacia (Rio Negro), descritas por Marengo *et al.* (1998). A resposta média às condições do La Niña é o aumento da vazão dos principais rios e tributários ao Norte (Amazonas em Óbidos, Solimões em Manacapuru e Juruá), enquanto os tributários ao Sul e Leste da bacia mostraram diferentes respostas, evidenciando que não ocorrem mudanças bruscas na variabilidade climática nessas partes da bacia, devido ao escoamento fluvial reduzido no rio Tapajós e levemente aumentado no Xingu.

Ronchail *et al.* (2005), utilizando dados de 80 estações (1981-2002) localizadas na bacia Amazônica, mostraram que durante anos de El Niño as descargas líquidas se comportam de diferente maneiras. Nos afluentes do rio Amazonas é reduzida em até 50%; ao longo do rio Purus e alguns afluentes da margem direita do rio Madeira (rios Ji-Parana, Aripuanã e Sucunduri) é reduzida em até 25%. Já ao longo dos rios Tapajós, Juruá e Branco o sinal é mais fraco, em que as anomalias negativas durante El Niño não são significativas. Segundo os autores, apesar de pouco significativa, ocorre uma tendência inversa (El Niño/descarga de alta) no rio Negro superior (rios Tiquié e Uaupés) e no Rio Japurá. De acordo com os resultados, o sinal de La Niña não é simétrico com o sinal do El Niño. A descarga é alta principalmente nos rios do Nordeste e ao longo do Rio Branco, tornando-se baixa ao longo dos rios Negro, Solimões, Juruá, Purus e Beni. Um sinal inverso (baixa descarga) foi verificado em grande parte das bacias do Sul da Amazônia (rios Mamoré e Madeira).

Schöngart e Junk (2006) examinaram a relação entre o ENOS com a altura e duração da onda da inundação em Manaus usando dados fluviométricos do período de 1903 a 2004. Os autores observaram que a estação de inundação diminui 44 dias nos anos de El Niño e se estende por 31 dias nos anos de La Niña, comparados com anos em que não é influenciada por eventos do ENOS.

2.1.2 Influência do Atlântico Tropical

Os eventos de El Niño e La Niña não são as únicas fontes de variabilidade na Amazônia. As secas de 1964 e 2005, por exemplo, não foram associadas ao El Niño e sim anomalias da TSM do Atlântico Norte Tropical (Ronchail *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2008).

Quando a TSM do Atlântico Tropical Norte se encontra com valores acima da média, ocorre o enfraquecimento dos alísios, diminuindo o fluxo de umidade para a Amazônia. O oposto ocorre quando as águas nessa região se encontram mais frias, causando um fortalecimento dos alísios e consequentemente aumentando o transporte de umidade. O vapor de água transportado pelos alísios do Atlântico Norte é a principal fonte de umidade para a Amazônia. Qualquer mudança nas TSM dessa região afeta o balanço hidrológico na bacia, diminuindo a precipitação e causando secas severas.

Sabe-se que o Atlântico Tropical influencia a Amazônia em geral, mas os padrões espaciais da precipitação possuem características diferentes ao longo da bacia. O Norte e o Leste da bacia são as regiões que sofrem maior influência dos padrões de circulações atmosféricos e oceânicos do Atlântico Tropical (Molion, 1993). As TSM do Atlântico Norte têm mais influência nos setores Noroeste e Oeste e as TSM do Atlântico Sul afetam mais o setor Leste da Amazônia (Cavalcanti e Silveira, 2013). Ronchail *et al.* (2005) mostraram que quando o Atlântico Tropical Norte é mais frio que o habitual, a descarga sobre a bacia Amazônica aumenta entre 20 a 40%, dependendo do rio. As condições anomalamente mais quentes da TSM do Atlântico Tropical Norte, estão associadas a níveis reduzidos do rio Negro em Manaus, que por sua vez estão relacionados ao déficit de precipitação, devido a redução do transporte umidade para a bacia.

Além disso, segundo Nobre (2008), anomalias positivas na precipitação na Amazônia setentrional também podem ocorrer quando as águas do Atlântico Tropical Norte encontramse anomalamente quentes (que enfraquecem os ventos alísios de Nordeste) e as águas superficiais do Atlântico Sul se encontram mais frias. Ainda segundo o autor, o Oceano Atlântico Tropical contribui com aproximadamente 50% como fonte de umidade sobre a bacia Amazônica, por meio de um fluxo persistente de Norte na maior parte do ano. Na direção Sul, grande parte do transporte de umidade é levada pelo jato de Norte em baixos níveis.

Coelho *et al.* (2013) utilizaram os registros históricos do rio Negro realizando a análise de três grandes eventos de seca durante os últimos anos (1997-1998, 2004-2005 e 2009-2010), relacionando aos fenômenos citados anteriormente. Segundo os autores, o Atlântico Tropical Norte aparece como a região com maior associação consistente entre os níveis do rio e as temperaturas da superfície do mar durante quase todos os meses (exceto maio), indicando que a temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical Norte acima (abaixo) do normal está associada com a redução (aumento) do nível do rio. Mostrou também que, temperatura da superfície no Pacífico Equatorial acima (abaixo) do normal com configurações típicas de El Niño (La niña) pode ser consistentemente associada à redução (aumento) do nível do rio Negro. Segundo os autores, a seca de 2010 foi um dos eventos mais intensos registrados,

devido aos maiores desvios na climatologia das TSM do Atlântico Tropical Norte em relação aos demais anos investigados no estudo.

Além disso, o padrão dipolo do Atlântico propicia a ocorrência de gradientes de anomalias meridionais de TSM que causam forte impacto na posição latitudinal da ZCIT (Marengo e Nobre, 2009). O padrão dipolo é o modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala mais importante sobre a bacia do Atlântico Tropical, durante os meses do outono austral. Esse padrão configura-se espacialmente com sinais opostos sobre as bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical, gerando um forte gradiente meridional de temperatura, influenciando o clima e a distribuição espacial e temporal de precipitação em diversas áreas (De Souza e Nobre, 1998). Com as águas do Atlântico Tropical Norte mais quentes, por exemplo, a ZCIT fica deslocada para o HN contribuindo para a redução da precipitação sobre a bacia.

2. 2 Estimativas de dados hidrológicos por satélite

2.2.1 Altimetria Espacial

A disponibilidade de conjuntos de dados hidrometeorológicos de longo prazo é uma questão crítica na análise da variabilidade do clima e no escoamento dos rios Amazônicos. A falta de dados impede que questões básicas sobre a hidrodinâmica da bacia Amazônica sejam respondidas, fazendo com que seus aspectos climáticos e biológicos permaneçam pobremente entendidos.

Devido à complexa variabilidade sazonal e áreas de difícil acesso, a utilização de dados hidrológicos estimados com base em sensores remotos, tem se tornado mais frequente, uma vez que eles fornecem dados com aceitável resolução espacial e temporal, proporcionando uma visão sinótica (de conjunto) e multitemporal (de dinâmica) de extensas áreas (Florenzano, 2002), como a região Amazônica.

A altimetria espacial é uma técnica de sensoriamento remoto cuja finalidade é obter o nível de água de um corpo hídrico. Os radares altimétricos instalados a bordo de diferentes missões altimétricas emitem uma onda na direção do nadir, definida pela vertical em relação ao solo. No retorno, o radar recebe o eco refletido pela superfície do plano de água (Fu e Cazenave, 2001). A análise do eco permite extrair uma medida do tempo do trajeto entre o satélite e a superfície da água, onde o tempo de emissão e retorno da onda é transformado em distância (*Range*), sendo possível então, medir a distância entre o satélite e a superfície

terrestre (água). Colocado em uma órbita repetida, o altímetro a bordo do satélite sobrevoa uma dada região em intervalos regulares de tempo (chamados de ciclos orbitais ou tempo de revisita), durante os quais uma completa cobertura da Terra é realizada (Oliveira Campos *et al.*, 2001).

Tais radares altimétricos, instalados a bordo de diferentes missões foram, primeiramente, aplicados em estudos para estimar do nível dos oceanos. Nos últimos anos, vários grupos científicos no mundo passaram a utilizar a altimetria espacial, também, para medir os níveis das águas continentais tais como mares interiores, rios, lagos, planícies de inundação e reservatórios (Calmant e Seyler, 2006; Crétaux e Birkett, 2006; Alsdorf *et al.*, 2007; Calmant *et al.*, 2008; Silva, 2010; e Silva *et al.*, 2014).

Essas novas aplicações permitiram construir longas séries temporais de níveis de água. Se comparadas com redes hidrológicas em regiões remotas, as cotas altimétricas permitem um monitoramento com melhor resolução espacial, mas com menor amostragem temporal, que limita o tempo de revisita do satélite, definido pela missão espacial (Paiva *et al.* 2013). Os produtos da altimetria espacial são um complemento importante, ou mesmo uma alternativa às medidas *in situ*, em especial nas regiões onde as redes de observações hidrológicas tradicionais são inexistentes ou os registros foram interrompidos.

2.2.2 A medida altimétrica

Após a emissão do pulso eletromagnético, uma medida bastante precisa obtida em relação ao tempo de emissão e retorno da onda eletromagnética (ρ), é extraída. Isso é possível graças ao eco gerado pelo reflexo deste pulso pela superfície hídrica (Figura 1). Uma vez obtida essa medida e considerando-se a velocidade de propagação, no vácuo, das ondas eletromagnéticas é possível calcular a distância em relação a uma superfície matemática de referência ou elipsoide de referência (a_s) (Silva, 2010). Desta forma as cotas altimétricas de níveis de água (H) são obtidas a partir da diferença entre a órbita do satélite a_s e a distância entre o satélite e a superfície do plano de água ρ , conforme equação 1:

$$H = a_s - \rho + \sum \Delta R_j - h_g$$
 Eq. 1

Em que ΔR_j são as correções instrumentais, geofísicas e ambientais e *hg* é a ondulação geoidal (Silva, 2010).



Figura 1 - Medida altimétrica em hidrossistemas continentais. Fonte: Silva, 2010.

2.2.3 Limitações

O uso de dados gerados a partir da altimetria espacial apresenta uma série de vantagens que auxiliam no entendimento e caracterização de processos hidrológicos em áreas extremamente complexas e de difícil acesso. No entanto, o uso desta técnica quando aplicada para o monitoramento de águas continentais apresenta algumas limitações. A principal delas está ligada à baixa resolução temporal que fica limitada ao período de amostragem do satélite de 35 e 10 dias, para o satélite ENVISAT e Jason-2, respectivamente. Esta baixa resolução temporal limita os estudos que dependam de amostragens dinâmicas e de curto período, como é o caso de monitoramento de grandes cheias e análise da continuidade de fortes estiagens (Silva, 2010).

A outra limitação é conhecida como a irregularidade das formas de onda (FO) refletidas por hidrossistemas continentais enquanto que em sistemas oceânicos a FO é bastante uniforme. Essa diferença entre as FOs está esquematizada nas Figuras 2a e 2b. Isso ocorre devido à heterogeneidade da superfície hídrica continental que contém interferência de bancos de areia, pequenas ilhas fluviais, vegetação intrafluvial, entre outros (Calmant e Seyler, 2006). A recepção da energia pelo satélite pode ser influenciada por essa heterogeneidade, produzindo saturação no sensor e invalidando as medidas (Silva 2010).

Na figura 2 temos a formação do sinal do altímetro sob superfícies distintas: a) sob o oceano; b) sob hidrossistemas continentais. Os impulsos de microondas são enviados para o

nadir (ponto da superfície diretamente abaixo do satélite) com uma frequência de cerca de 1 kHz. Após reflexão no solo, parte do sinal é transmitido de volta para o satélite (eco). Quanto à avaliação do progresso do pulso, o poder do eco aumenta, seguindo assim a extensão da superfície iluminada, a partir da intersecção entre a superfície da terra e da concha esférica, passando de um ponto a um disco. Depois de alcançar seu tamanho máximo em forma de disco (*pulse limited footprint*), a área iluminada torna-se um área de coroa constante, mas o diâmetro aumenta até atingir os limites de feixe. A representação do eco recebido pelo altímetro ao longo do tempo é chamada de forma de onda (FO). Nos hidrossistemas continentais a superfície é muito heterogênea (Figura 2b), causando uma distorção da FO e a introdução de um ruído de alta frequência a partir dos ecos, sendo necessário a aplicação de tratamentos dos ecos do radar (Mercier, 2001; Silva 2010).



Figura 2 - Formação do sinal do altímetro sob superfícies distintas: a) sob o oceano; b) sob hidrossistemas continentais. O eixo vertical é posicionado no momento da emissão do pulso do radar. A informação de tempo de ida e volta é procurada na forma de eco refletido pela superfície do plano de água. O tempo de ida e volta é correspondente à distribuição da energia recebida na metade da curva ascendente (passagem do verde ao vermelho no terceiro quadro). Fonte: Mercier, 2001.

As formas de ondas refletidas pelos hidrossistemas continentais são extremamente diversas, dificultando o processo de tratamento (Silva *et al.*, 2010). A Figura 3 mostra as FO em diferentes corpos de água. Em superfícies oceânicas, a FO apresenta uma similaridade ao longo do tempo, enquanto sobre continentes ocorre uma forte variabilidade da FO, devido à heterogeneidade, ou seja, a natureza da zona refletora.



Figura 3 - a) FO sobre superfícies oceânicas e b) FO extraída na bacia Amazônica na foz do rio Negro com o Solimões. Este exemplo destaca a variabilidade elevada na Forma de Onda. Fonte: Silva, 2010.

2.2.3 As missões altimétricas ENVISAT e Jason-2

No âmbito do seu programa de observação da Terra, a ESA lançou o satélite ENVISAT (*ENVironmental SATellite*) em março de 2002. Até o presente, o ENVISAT foi o mais completo satélite construído para observação da Terra. O ENVISAT continha dez instrumentos que forneciam uma análise precisa da atmosfera, continentes, oceanos e gelo do planeta (Wehr e Attema 2001), incluindo o altímetro radar nadir RA-2. O RA-2 é um radar altimétrico de alta precisão orientado para a direção nadir, operando em duas frequências: 13,575 MHz (2,3 centímetros de comprimento de onda, banda Ku) e 3.2 GHz (3,4 centímetros de comprimento de onda, banda S) (Zelli, 1999). Este sistema de dupla frequência permitia estimar correção ionosférica, relacionada ao atraso no tempo do percurso da onda do radar altimétrico devido à quantidade de elétrons da atmosfera. A largura da faixa imageda era de

aproximadamente 3-4 km. Os dados recolhidos pelo ENVISAT foram utilizados para o estudo científico da Terra, análise ambiental e alterações climáticas. Para assegurar um tempo de vida adicional de três anos, o satélite ENVISAT moveu-se para uma órbita a uma altitude média de 782 km em 22 de outubro de 2010. A resolução temporal passou de 35 dias para 30 dias (Silva *et al.*, 2013) e finalizou suas operações em abril de 2012.

Lançado em junho de 2008, o Jason-2 faz parte de uma série de satélites que fornecem as alturas dos níveis de água de lagos, rios e oceanos. O satélite Jason-2 é a continuidade dos satélites TOPEX/Poseidon (T/P) e Jason-1. Situa-se em uma órbita terrestre baixa, com altitude de 1336 km. Sua cobertura está entre 66 ° N e 66 ° S de latitude, com resolução temporal de 10 dias. O altímetro Poséidon-3 possui um novo sistema de acompanhamento de bordo, cujo aperfeiçoamento consiste em assegurar a manutenção do eco refletido pela superfície do plano de água na janela de recepção, não por um automatismo de bordo, mas por uma estimativa, a priori, de uma altura esperada obtida a partir de um Modelo Digital de Terreno (MDT) interpolado ao longo do traço da órbita no solo, através das medidas altimétricas obtidas pelo TOPEX/Poseidon (Silva, 2010). Em outubro de 2016, após oito anos de operação, o satélite Jason-2 foi deslocado para uma nova órbita na metade do caminho entre seus traços originais, seguida anteriormente por seus antecessores T/P, entre 2002-2005 e Jason-1, entre 2009-2012.

3 ÁREA DE ESTUDO - BACIA AMAZÔNICA

3.1 Clima

A bacia Amazônica possui alta pluviosidade e alta vazão (Fisch *et al.*, 1998; Paiva, 2009), com descarga média do rio Amazonas, no oceano Atlântico, de cerca de 220000m³/s, correspondendo a 18% da descarga total de água fresca nos oceanos do mundo (Marengo e Nobre, 2009). Recebe uma intensidade média anual de chuva da ordem de 2460 mm/ano proveniente do transporte de umidade do Atlântico (Satyamurty *et al.*, 2013).

Caracterizada por um clima quente e úmido (clima Equatorial), possui temperatura média anual variando entre 24 e 26 °C na planície Amazônica (Neto, 2006), com regime de precipitação apresentando diferentes características entre o Norte e o Sul da bacia. Na porção Norte o máximo pluviométrico é observado de maio a julho, enquanto no Sul, o máximo ocorre entre dezembro e março. Nos Andes bolivianos, a topografia exerce uma forte influência sobre a pluviometria, impedindo a passagem do vapor de água proveniente de regiões localizadas mais a Leste da bacia, resultando em valores extremos em torno de 6000 mm/ano e de 300 mm/ano dentro de alguns vales intermontanos (Molinier *et al.*, 1996; Filizola *et al.*, 2002).

3.2 Hidrologia

A bacia Amazônica é a maior bacia fluvial do mundo, abrangendo área de mais de 6 milhões de km², situada sobre o território do Peru, Columbia, Equador, Venezuela, Guiana, Bolívia e Brasil. A maior parte da bacia localiza-se no Brasil (63%), abrangendo os Estados do Acre, Amazonas, Roraima, Rondônia, Mato Grosso, Pará e Amapá (Guyot *et al.*, 1999). Alguns dos principais afluentes nascem na Cordilheira dos Andes e outros no Planalto das Guinas e seguem para vastas planícies no território brasileiro até desaguar em sua foz no oceano Atlântico, localizada entre o Estado do Amapá e Norte do Pará. Dentre os principais e maiores cursos de água, tributários do Amazonas, destacam-se, pela margem direita, os rios Javarí, Juruá, Jutaí, Purus, Madeira, Tapajós e Xingu e, pela margem esquerda, os rios Içá, Japurá, Negro, Uatumã, Nhamundá, Trombetas e Jari. Na Tabela 1 estão especificadas as subregiões hidrográficas de níve l (MMA, 2006):

Sub-Regiões Hidrográficas							
Solimões	Negro	Madeira	Purus	Tapajós	Xingu	Foz do	
						Amazonas	
Içá	Negro	Madeira	Purus	Tele-Pires	Iriri	Jari	
Japurá	Branco	Aripuanã	Acre	Jurena	Xingu		
Javari		Ji-Paraná		Tapajós			
Juruá							
Alto-							
Solimões							

Tabela 1 - Sub-regiões hidrográficas da bacia Amazônica

A sazonalidade das cheias e secas dos rios da Amazônia apresenta grande variabilidade espacial, de acordo com a distribuição do regime de chuva ao longo da bacia. Nos rios localizados na parte Centro-Sul da bacia, a cheia ocorre entre março e maio. Na porção Norte da bacia, o máximo da cheia é entre junho e julho (Neto, 2006). Comparativamente, são apresentados os hidrogramas (Figura 4) das médias mensais de níveis de água coletados nos últimos 12 anos (2003-2015) utilizando dados da ANA, nas regiões do Alto Madeira, rio Solimões (região Oeste e Centro da Amazônia), Amazonas – Peru, Jutaí e Negro (jusante e montante), observadas na Figura 4, com as seguintes características:

- a) Amazonas-Peru: O rio Amazonas nasce no Nevado de Misme, Cordilheira oriental dos Andes Peruanos, entre as cidades de Cuzco e Arequipa, a uma altitude de aproximadamente 5.300 m, à montante do rio Apurimac, que formará o rio Ucayali. Após a confluência com o rio Marañon, ainda no Peru, passa a ser chamado de Amazonas.
 - Meses de enchente: Outubro a maio com pico em abril;
 - Meses de vazante: Junho a setembro com mínimo em setembro.
- b) Solimões (Oeste): O rio Amazonas é chamado de Solimões ao entrar em território brasileiro e recebe afluentes que nascem na Colômbia (rios Içá, Japurá e Negro), no Peru (rios Juruá e Purus) e Bolívia (rio Madeira).
 - Meses de enchente: Novembro a maio, com pico em maio;
 - Meses de vazante: Junho a outubro com mínimo em outubro.

- c) Solimões (Centro): O rio Solimões recebe as águas pretas do rio Negro, para juntos formarem o rio Amazonas, à medida que avança até a foz.
 - Meses de enchente: Novembro a junho com máximo em junho.
 - Meses de vazante: Julho a outubro com mínimo em outubro.
- d) Jutaí: Situado na bacia do Solimões, o rio Jutaí é um dos seus pequenos afluentes, situado na parte Oeste da Amazônia ainda em território brasileiro. Segue em direção Noroeste, paralelo ao rio Jundiatuba, à Oeste, e rio Juruá, à Leste.
 - Meses de enchente: Novembro a maio, com máximos em abril;
 - Meses de vazante: Junho a setembro com mínimos em outubro.
- e) Alto Madeira: O rio Madeira é o principal afluente do Amazonas Sul, sendo seu maior tributário da margem direita, percorrendo os estados de Rondônia e do Amazonas. Formado a partir da confluência dos rios Mamoré e Beni, até a sua foz no rio Amazonas. A bacia hidrográfica do Alto rio Madeira estende-se por três países: 11% da sua superfície é no Peru, 73% na Bolívia e 16% no Brasil (Carpio *et al.*, 2017).
 - Meses de enchente: Outubro a abril, com máximo em março;
 - Meses de vazante: Maio a setembro, com mínimo em setembro.
- f) Alto Negro: O rio Negro é um rio não-andino que se origina no Escudo das Guianas, na Colômbia, fluindo na direção Sudeste, na planície Central Amazônica, onde recebe a contribuição de seus afluentes, para finalmente desaguar no curso principal (rio Solimões) pela cidade de Manaus (Tomasella *et al.*, 2011).
 - Meses de enchente: Março a julho com máximo em julho;
 - Meses de vazante: Agosto a fevereiro, com mínimos em fevereiro.
- g) Negro (Jusante):
 - Meses de enchente: Janeiro a junho, com máximos em junho;
 - Meses de vazante: Julho a dezembro, com mínimos em novembro.



Figura 4 - Médias mensais de níveis d'água em estações fluviométricas da ANA para o período de 2003 a 2015.

4 DADOS E METODOLOGIA

A metodologia utilizada para estudar a influência do comportamento dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre a bacia Amazônica foi baseada em dados altimétricos, validados a partir de estações fluviométricas, distribuídas ao longo da bacia. Nesta pesquisa, buscou-se examinar a relação geral das anomalias que ocorrem nesses oceanos e os níveis de água no período de 12 anos (2003 até 2015). Na figura 5 estão esquematizadas as etapas do processamento de dados.

Inicialmente, foi realizada uma seleção visual no software *Google Earth* (Google, 2017) a fim de encontrar regiões da bacia em que ocorrem o cruzamento dos traços dos dois satélites. A partir daí, a bacia Amazônica foi dividida de em 41 sub-bacias (Figura 6). Essa separação visava verificar a influência das condições oceânicas em cada sub-bacia separadamente, realizada utilizando software *ArcMap* (ERSI, 2012). Porém, a quantidade de meses faltantes em muitas estações fluviométricas, inviabilizou a validação dos dados altimétricos em todas as sub-bacias para o período considerado neste estudo. Assim, optou-se usar apenas 7 sub-bacias de forma mais espacializada possível, cujas estações linimétricas apresentavam boa regularidade de dados. As precipitações médias de cada sub-bacia foram calculadas utilizando o Software *GrADS* (GrADS, 2016). Além disso, foram selecionadas as sub-bacias não monitoradas pela rede convencional de dados, para avaliação do potencial dos dados altimétricos nessas regiões. A partir dessas variáveis disponíveis, foi realizado o cálculo das anomalias normalizadas em planilhas eletrônicas em *Excel* (EXCEL, 2016), sucedendo-se os cálculos de correlação entre as variáveis, testes estatísticos e previsão de anomalias de cotas.


Figura 5 - Fluxograma da metodologia para análise das correlações entre as variáveis.



Figura 6 - Divisão das sub-bacias utilizadas neste estudo e a rede de drenagem. Os pontos em azul representam os pontos escolhidos para este estudo.

4.1 Dados

a) Dados Fluviométricos

Para a execução deste trabalho foram utilizados os dados de cotas, das réguas linimétricas de 25 estações fluviométricas, obtidas da rede hidrometeorológica da Agência Nacional de Águas (ANA), disponível no site HidroWeb (http://hidroweb.ana.gov.br), com medições no período de 2003 a 2015, discriminados na Tabela 2. Muitos postos de observação encontram-se desativados ou com um grande número de falhas nos registros para o período de estudo. Os dados obtidos encontravam-se na escala mensal, sendo calculados os valores de anomalias mensais normalizadas para cada estação, para que pudessem ser comparadas com as demais variáveis utilizadas no estudo. As 7 estações utilizadas para validação dos dados altimétricos encontram-se em negrito na Tabela 2.

b) Dados Altimétricos

Neste estudo, foram utilizadas 12 anos de dados de altimetria espacial, resultantes das séries temporais altimétricas da base de dados processada e disponibilizada pelo Laboratório de Recursos Hídricos e Altimetria Espacial da Amazônia (RHASA). Essa base de dados fornece dados de nível de água estimados em rios da bacia Amazônica (cerca de 1500 locais), por meio de Estações Virtuais (EV), que correspondem ao ponto de cruzamento da passagem do satélite com um corpo hídrico. O termo virtual é utilizado apenas para diferenciá-la de uma estação *in situ.* Foram utilizados dados das missões ENVISAT (2003 até 2010) utilizando o algoritmo de FO Ice-1 (Wingham *et al.*, 1986) e Jason-2 (2008 até 2015). Atualmente esses dados altimétricos estão disponíveis na base de dados HYDROWEB, do site THEIA-CNES: http://hydroweb.theia-land.fr/?lang=en&.

Rio	Código da	Nome da estação	Total de meses
	ANA	-	faltantes
			(2003-2015)
Juruá	12520000	Ipixuna	20
Içá	11444900	Ipiranga Novo	2
Japurá	12850000	Acanaui	0
Amazonas-Peru	10100000	Tabatinga	2
Juruá	12680000	Envira	36
Purus	13410000	Seringal da Caridade	21
Negro	14420000	Serrinha	0
Madeira	15320002	Abunã	12
Aripuana	15750000	Humboldt	2
Teles - Pires	17380000	Jusante foz Peixoto de	19
		Azevedo	
Iriri	18700000	Pedra do Ó	94
Solimões	12351000	Fonte boa	3
(Oeste)			
Jutaí	12240000	Porto seguro	3
Guaporé	15130000	Pimenteiras	7
Purus	13910000	Baturité	99
Negro	14840000	Moura	0
Trombetas	16590000	Tabuleiro - Rebio	55
		Trombetas	
Madeira	15850000	Novo Aripuanã	55
Amazonas	16350002	Parintins	0
Solimões	13155000	Codajás	28
Tapajós	17730000	Itaituba	10
Tapajós	17500000	Fortaleza	48
Xingu	18460000	Boa Sorte	36
Alto Negro	14110000	Cucuí	0
Alto Madeira	15320002	Abunã	12

Tabela 2 - Características das estações fluviométricas da área de estudo.



Figura 7 - Estação altimétrica interpolada 12-Amazonas-Peru. Trajetória dos satélites ENVISAT, no sentido sul-norte, traço 751, em amarelo e JASON-2, no sentido norte-sul, traço 102, em vermelho, que cruzam o rio Amazonas, respectivamente. À jusante encontra-se a estação fluviométrica 10100000, utilizada para a validação, distante, aproximadamente, 29 km.

Para se utilizar as medições desses dois satélites em conjunto, foi necessário realizar uma interpolação dos dados, o que permitiu construir novas séries temporais ao longo dos 13 anos, denominadas neste estudo Estação Virtual Composta (EVC). Para isso, foram escolhidos pontos de cruzamento (PDC) entre os traços dos dois satélites (Figura 7), ou seja locais em que existiam traços do ENVISAT e do Jason-2, o mais próximos possíveis para que nenhuma mudança hidrológica seja evidenciada. Na Tabela 3 estão descritas as 37 estações virtuais utilizadas no estudo, as respectivas distâncias entre as mesmas e as réguas próximas usadas para validação dos dados altimétricos.

Rio	EV	Traço ENVISAT	Traço Jason-2	Distância entre as EV	Estação fluviométrica próxima	Distância aproximada entre PDC e EV
Napo	7	336	26	3 km	-	-
Juruá	8	708	26	3 km	12520000	20 km
Içá	9	708	102	3 km	11444900	135 km
Içá	10	880	191	3 km	_	-
Japurá	11	250	102	3 km	12850000	515 km
Amazonas- Peru	12	751	102	3 km	10100000	29 km
Juruá	13	293	89	3 km	12680000	22 km
Javari	14	751	102	3 km	-	-
Purus	16	207	102	3 km	13410000	30 km
Negro	17	364	165	3 km	14420000	20 km
Madeira	18	278	241	3 km	15320002	47 km
Aripuanã	19	936	139	3 km	15750000	77 km
Teles Pires	20	764	215	3 km	17380000	62 km
Iriri	21	134	50	3 km	18700000	112 km
Solimões	23	951	165	3 km	12351000	73 km
Uapes	24	665	13	4 km	-	-
Aporis	25	708	13	4 km	-	-
Jutaí	26	994	178	4 km	12240000	22 km
Curuca	27	379	13	4 km	10300000	91 km
Guaporé	28	478	254	4 km	15130000	4 km
Purus	29	736	241	4 km	13910000	30 km
Negro	30	235	241	4 km	14840000	60 km
Trombetas	31	392	228	4 km	16590000	12 km
Madeira	32	564	63	4 km	15850000	38 km
Amazonas	33	435	139	15 km	16350002	15 km
Amazonas-	34	837	13	15 km	-	-
Peru	~ ~			0.071	10155000	40.1
Solimões	35	650	76	9,95 km	13155000	40 km
Tapajós	36	893	228	22 km	17730000	24 km
Tapajós	37	392	152	9,25 km	17500000	50 km
Grande	38	579	63	13 km	-	-
Xingu	39	48	50	12 km	18460000	35 km
Negro	40	493	89	13,6 km	14110000	40 km
Negro	42	192	241	21 km	14840000	45 km
Madre De Dios	43	293	165	14 km	-	-
Juruá	44	78	13	13 km	-	-
Madeira	45	278	265	9 km	15320002	36 km
Aripuanã	46	932	139	6 km	-	-

Tabela 3 - Descrição das estações virtuais e fluviométricas utilizadas no estudo, e suas respectivas distâncias

c) Índices de TSM e dados precipitação

Os dados de precipitação utilizados neste trabalho são de totais diários de chuva derivados do produto MERGE do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), o qual consiste de uma técnica que combina dados de precipitação estimada pelo algoritmo 3B42RT do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) com dados de precipitação observados, que são reportados em uma base de dados regular pelo Sistema Mundial de Telecomunicações, plataformas de coleta de dados e centros regionais no Brasil (Rozante *et al.*, 2009; Vila *et al.*, 2009). O período de estudo compreende de 2003 a 2015.

A partir desses dados diários, foram calculadas as médias mensais e suas respectivas anomalias, para que pudessem ser comparadas com as demais variáveis utilizadas no estudo. Além disso, essas anomalias mensais foram calculadas para cada sub-bacia empregada.

Os dados de anomalias mensais de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico foram obtidos do Climate Prediction Center (CPC), do National Oceanic and Atmospheric (NOAA), 2002 2016 *Administration* no período de a através do link: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/. Para o Pacífico foi utilizado o índice Niño-3.4, que consiste na anomalia de TSM da região do Central-Leste/Pacífico Tropical, entre 5°S e 5°N, e 120° para 170°W. Este índice é calculado utilizando a Interpolação otimizada (OI) da NOAA para TSM, versão 2 (OISSTV2). Para o oceano Atlântico foram utilizados os índices do Atlântico Norte (5-20° Norte, 60-30° Oeste) e Atlântico Sul (0-20° Sul, 30° Oeste-10° Leste).

4.2 Validação dos dados altimétricos

A validação das medidas altimétricas foi analisada através da comparação direta por regressão linear considerando-se que nenhuma mudança hidrológica seja evidenciada entre a estação altimétrica e a posição da estação fluviométrica. Segundo Silva *et al.*, 2010, esta é uma hipótese conservadora, pois os verdadeiros erros podem ser diferentes dos encontrados se houverem mudança no nível de água entre as duas estações analisadas. Aqui consideramos que esta fonte de erro seja mínima. Para verificar a acurácia das validações computaram-se os índices estatísticos de correlação linear (*r*) e aplicou-se o teste de significância *t-Student*, com nível de confiança de 95%, raiz do erro quadrático médio (RMSE) e erro médio (*bias*) em termos de anomalias normalizadas.

A análise da raiz do erro médio quadrático é comumente usada para expressar a acurácia ou qualidade dos resultados, com a vantagem de que o RMSE apresenta valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada (Hallak *et al.*, 2011). Neste estudo, os valores de RMSE são adimensionais, visto que as anomalias também o são. O erro médio (*bias*) foi utilizado para avaliar o quanto que os dados estimados a partir da altimetria espacial variam em relação aos dados de régua sobre uma média, buscando-se medir o quanto as anomalias de cotas via dados altimétricos estão superestimadas ou subestimadas na comparação com as anomalias das medidas de régua. A anomalia foi utilizada para explicar a cota altimétrica a partir da cota da régua, visto que ambas estão submetidas a variabilidades de caráter sazonal, ou seja, ligadas ao curso das estações do ano.

4.3 Cálculos estatísticos

a) Anomalias Normalizadas

O cálculo das anomalias normalizadas foi realizado para minimizar as influências das mudanças sazonais, pois a comparação direta de dados brutos geralmente mostra pouco mais do que a influência dominante do ciclo sazonal (Wilks, 2006).

Primeiramente, as médias históricas mensais foram calculadas, e em seguida, calcularam-se as anomalias de todas as variáveis a partir da diferença entre o valor mensal das cotas altimétrica e *in situ*, bem como o valor mensal das cotas altimétrica e a média climatológica do mês correspondente.

Para que as diferentes áreas e variáveis pudessem ser comparadas, foi calculada anomalia padronizada, *z*, calculada a partir da subtração entre dados brutos x e da média da amostra, dividindo-se pelo desvio padrão da amostra correspondente (Equação 6):

$$z = \frac{x_{i,j} - \overline{x_{i,j}}}{\sigma} \qquad \text{Eq. 6}$$

em que z é a anomalia, referente às variáveis utilizadas, do ponto i no tempo t; $x_{i,j}$ é o valor médio mensal; $\overline{x_{i,j}}$ e σ são a média de longo prazo e o desvio padrão de longo prazo, respectivamente.

A inclusão das anomalias ao invés dos valores médios das variáveis se deve por dois motivos: 1) O uso dos valores médios pode não captar adequadamente as respostas às variações muito bruscas e 2) Favorecer a comparação das variáveis hidrológicas utilizadas no estudo, pois as réguas são niveladas aplicando-se um referencial específico relativo a um zero local e não geodésico, que não se relaciona aos valores medidos em outras réguas e com os valores altimétricos. Assim, as unidades destes dados finais, (anomalias) são adimensionais.

b) Correlação Linear e Teste de significância

O objetivo da correlação é determinar o grau de relacionamento entre duas variáveis, assumindo valores entre -1 e 1. Para valor negativo assume-se que ocorre correlação negativa e para valores positivos ocorre uma correlação positiva perfeita entre duas variáveis. Sinais contrários ou próximos a 0 indicam pouca ou nenhuma correlação (Costa Neto, 2011). O cálculo do coeficiente de correlação linear de Pearson (r) é dado pela equação 2:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y}$$
 Eq. 2

onde x_i e y_i indicam duas variáveis, $\bar{x} e \bar{y}$ a média aritmética de cada série e $\sigma_x \sigma_y$, o desvio padrão.

Para comprovar se os coeficientes de correlação entre as anomalias das variáveis oceânicas e de cota são significativos, utilizou-se o seguinte teste de hipóteses:

hipótese nula = H_0 : $\rho = 0$ (Não existe correlação entre X e Y)

hipótese Alternativa = $H_1: \rho \neq 0$ (Existe correlação entre X e Y)

Considerando para H_1 : $t_0 > t$ ou $t_0 < -t$.

e para as correlações entre as anomalias de cota e precipitação:

$$H_0: \rho = 0$$

$$H_1: \rho > 0$$

em que ρ é a covariância normalizada.

A significância do teste é dada pela equação 3:

$$t_0 = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \qquad \text{Eq. 3}$$

onde, t_0 é a estatística do teste; *n* é o tamanho da amostra e r é a estimativa do coeficiente de correlação linear de Pearson.

A significância estatística do cálculo do coeficiente de correlação linear foi estimada através do teste *t-Student*, com nível de confiança de 95% (Naghetti e Pinto, 2007).

c) Raiz do erro médio quadrático

A raiz do erro médio quadrático ou (*RMSE* em inglês) é uma medida de precisão, aplicada quando deseja-se observar a magnitude de um determinado erro. Quando o valor da equação for igual a zero ou próximo a zero, a estimação é perfeita. Conforme aumenta a diferença entre valores de previsão e observação, este valor aumenta, indicando que tem-se erros maiores (Equação 4).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - y_i)^2}{n}} \qquad Eq. 4$$

onde $x_i e y_i$ indicam duas variáveis e *n* é o tamanho da amostra.

d) Erro médio

O erro médio (EM) ou VIÉS (*bias* em inglês) mede a tendência do modelo em superestimar ou subestimar a variável em questão em relação ao observado (Hallak e Filho, 2011).

$$EM = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - y_i)}{n} \qquad Eq. 5$$

onde $x_i e y_i$ indicam duas variáveis e *n* é o tamanho da amostra.

e) Modelo de regressão múltipla

A construção do modelo de regressão múltipla teve por objetivo avaliar o potencial de previsibilidade das anomalias de cotas durante o pico de enchente em bacias não monitoradas. Os dados considerados como possíveis preditores dessas anomalias, foram as anomalias de TSM da região de Niño 3.4 (Pacífico Equatorial) e do Atlântico Tropical Norte e Sul. A técnica de regressão linear múltipla estabelece a relação linear entre uma determinada variável, denominada variável dependente, e duas ou mais variáveis, denominadas variáveis independentes. O modelo de regressão linear múltipla pode ser escrito pela equação 6, segundo Wilks (2006):

$$\hat{y} = a_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_n x_n$$
 Eq. 6

46

em que \hat{y} representa a variável dependente estimada, ou preditando, a_0 , o intercepto, b, o coeficiente angular de cada variável independente e , x as variáveis independentes.

Uma das formas de se aferir a qualidade estatística da regressão linear é a análise do resultado do coeficiente de determinação (R^2) para um determinado modelo de regressão linear. O R^2 é interpretado como a fração da variabilidade da variável dependente explicada pela variável independente utilizada no modelo. Quanto mais próximo de 1, melhor é o modelo (Limberger, 2015). Segundo Wilks, (2006) ele é calculado a partir da equação 7:

$$R^{2} = \frac{SQ_{exp}}{SQ_{tot}} = 1 - \frac{SQ_{res}}{SQ_{tot}}$$
 Eq. 7

em que SQ_{tot} representa a soma total dos quadrados das diferenças entre a média e cada valor observado; SQ_{exp} é a soma dos quadrados explicado pelo modelo, indicando a diferença entre a média das observações e o valor estimado em cada observação, sendo que, quanto menor a diferença, maior eficácia tem o modelo; SQ_{res} representa a soma dos quadrados dos resíduos, ou seja, calcula a parte não explicada pelo modelo.

A terceira medida comumente usada para avaliar a força da regressão é a razão F, geralmente dada na última coluna da tabela ANOVA. Ela é dada por:

$$F = \frac{\text{variância explicada}}{\text{variância não explicada}}$$

A estatística F é o quadrado da estatística t (Rogerson, 2012), representando a razão entre o modelo e seu erro; quanto maior, melhor. Seu objetivo é verificar o efeito conjunto das variáveis independentes sobre a dependente, e no caso da regressão múltipla, verifica se pelo menos, um dos x explica a variação y. Neste trabalho considerou-se um nível de significância igual a 0,05, em que a regressão foi considerada significativa para F de significação < 0,05. Os modelos em que se obtiveram valores maiores ou iguais a 5% ($\ge 0,05$ - regressão não significativa) foram descartados.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Validação dos dados altimetricos

Os estudos de validação das séries temporais altimétricas compostas de nível de água foram conduzido em 7 rios da região Amazônica. Os resultados são apresentados na Figura 9 e encontram-se listados na Tabela 4, onde também são apresentados os totais de meses ausentes nas séries temporais *in situ*, os traços dos satélites, as distâncias entre as estações virtuais, entre as EVC e as réguas, bem como os índices estatísticos de correlação linear (r), raiz do erro médio quadrático (RMSE) e erro médio (EM). Apesar de 37 estações *in situ* encontrarem-se próximas às EVC ao longo da Amazônia (Tabela 3), as mesmas apresentavam muitas falhas, com ausência de dados que comprometeram a análise estatística. Portanto foram utilizadas apenas as estações fluviométricas que apresentavam melhor disponibilidade de dados, resultando em nove sítios de análise, utilizando 18 estações virtuais (Figura 8) provenientes dos algoritmos de FO Ice-1 e Ice-3, para os satélites ENVISAT e Jason-2, respectivamente.

Os valores de *r* variam de 0,624, no rio Iriri (EVC21), a 0,958, no rio Negro (EVC30). Os maiores valores foram registrados nos rios Negro (EVC30), com 0,958, e Jutaí (EVC26), com 0,942, que apresentam as séries *in situ* praticamente completas, faltando somente 3 meses na série temporal *in situ* do rio Jutaí. Observam-se ótimos resultados de correlação entre as variáveis mesmo quando a distâncias entre as EVC são superiores a 10 km, com valores de 0,914 e 0,932, na EVC35 e EVC40, localizadas nos rios Solimões e Alto Negro, e com distâncias entre as EVC de 10 e 13,6 km, respectivamente.

O RMSE entre os rios apresentou valores que variam de 0,290 m, no rio Negro (EVC30) a 0,341 m, no rio Jutaí (EVC26). Verificaram-se bons resultados mesmo em distâncias maiores entre a EVC e a régua, com valores alternando entre 0,368 m e 0,446 m, para distâncias de 40 km e 73 km, no Alto Negro (EVC 40) e no Solimões (EVC 23), respectivamente.



Figura 8 - Validação dos dados altimétricos na bacia Amazônica. Ícones rosa e azuis correspondem às estações altimétricas e linimétricas, respectivamente e a linha azul à rede de drenagem. SRTM (*Shuttle Radar Terrain Model*) em segundo plano.

Os valores de EM também se comportam dentro do esperado, com valores relativamente baixos, considerando a distância dos postos fluviométricos utilizados para a validação e as falhas nos registros dos dados da régua, como nos rios Solimões (EVC35) e Alto Madeira (EVC45), em que os valores foram similares, embora as falhas nos registros sejam de 28 e 12 meses, respectivamente.

Na Figura 9, são mostradas as comparações das séries temporais de anomalias de costas entre 2003 até 2015, dos dados altimétricos e dos dados observados nos postos fluviométricos, para as 9 EVC na região Amazônica. Desconsiderando-se as EVC nos rios Iriri e Tapajós, devido à grande quantidade de falhas nos registros em relação ao período considerado neste trabalho, percebe-se que os dados altimétricos capturam a variabilidade das anomalias das cotas observadas na réguas com boa aproximação na maioria das sub-bacias, especialmente naquelas mais próximas da régua (distâncias inferiores a 40km), principalmente em escala temporal, apresentando dois períodos hidrológicos bem definidos ao longo do ano, com ascensões e recessões assimétricas.

EVC	Estação Fluviométrica	Rio	Total de meses ausentes	Traço ENVISAT	Traço Jason- 2	Distância aproximada entre EVC's	Distância aproximada entre EVC e régua	r	RMSE	EM
			2016)			(km)	(km)		(m)	(m)
12	10100000	Amazonas-	2	751	102	3	29	0,922	0,395	0,274
		Peru								
21	18700000	Iriri	94	134	50	3	112	0,624	0,829	0,637
23	12351000	Solimões (oeste)	3	951	165	3	73	0,901	0,446	0,318
26	12240000	Jutaí	3	994	178	4	22	0,942	0,341	0,257
30	14840000	Negro	0	235	241	4	60	0,958	0,290	0,198
35	13155000	Solimões	28	650	76	10	40	0,914	0,410	0,297
37	17500000	Tapajós	48	392	152	9,2	50	0,749	0,723	0,524
40	14110000	Alto Negro	0	493	89	13,6	40	0,932	0,368	0,253
45	15320002	Alto Madeira	12	278	265	9	36	0,920	0,400	0,299

Tabela 4 - Estatística das comparações entre dados de estações fluviométricas e de Altimetria espacial.

Nos rios Amazonas-Peru, Solimões-Oeste e Jutaí, ilustrados nas Figuras 9a, 9c e 9d, respectivamente, as anomalias de cotas dos dados altimétricos superestimaram os valores observados entre os anos de 2013 e 2014. Já nos rios Negro (Figuras 9e e 9h) e Solimões (Figuras 9c e 9f) os valores das anomalias dos dados altimétricos subestimaram os valores observados entre os anos de 2006 e 2007.

A validação dos dados altimétricos com os dados *in situ*, apresenta bons resultados nos rios Amazonas-Peru, Solimões, Jutaí, Negro e Madeira nos quais seus valores são comparáveis aos encontrados nos estudos de validação em rios Amazônicos conduzidos por Silva *et al.* (2010), em que 70% das séries temporais elaboradas com dados do satélite ENVISAT apresentaram RMS inferior a 40 cm. Nos rios Iriri e Tapajós, porção Leste da Amazônia, os resultados não foram significativos devido, principalmente, ao número expressivo de falhas geradas pela ausência de dados durante 94 e 48 meses, respectivamente.



















Figura 9 - Anomalias dos níveis de água entre os dados altimétricos e in situ, para os rios Amazonas-Peru (a), Iriri (b), Solimões-Oeste (c), Jutaí (d), Negro (e), Solimões (f), Tapajós (g), Alto Negro (h) e Alto Madeira (i).

5.2 Correlação linear entre anomalias de precipitação e cota

A variabilidade das cotas altimétricas pode ser determinada pela variabilidade climática associada a precipitação em cada sub-bacia. Foram realizados cálculos de correlação linear entre anomalias normalizadas de cotas (altimétricas e *in situ*) e de precipitação, considerando o tamanho da amostra, buscando-se nível de significância igual ou superior a 95% em todos os rios (Tabela 5). O tamanho da amostra variou entre 140 e 150 meses dependendo do número de dados faltantes.

A relação entre as anomalias precipitação e cota (régua e altimetria) é apresentada na Figura 10. Para esta análise, não foram considerados os rios Tapajós e Iriri, pelo fato dos mesmos não apresentarem boa disponibilidade de dados de régua para comparação. Analisando ainda a Tabela 5, nas regiões do Amazonas-Peru e do Alto Madeira as anomalias de cotas altimétricas são as que apresentam maior correlação com as anomalias de precipitação, mostrando correlação significativa entres estas variáveis (Figuras 10a e 10g). Comparando os valores de significância (*t-Student*) dos dados *in situ* e altimétricos, nota-se que os dados altimétricos mostram melhor relação com a precipitação. O rio Negro apresenta menor correlação com a precipitação, que pode ser explicado pelo fato desse rio ter influência de regimes de precipitação diversificados que afetam diferentemente os trechos do rio ao Norte e ao Sul da bacia (Figuras 10d e 10f).

Para a região Alto rio Negro (10f) e Madeira (10g) observa-se que as anomalias de ambas variáveis seguem o mesmo sinal, sejam positivas ou negativas ao mesmo tempo. Nos demais rios verificam-se anomalias negativas de precipitação e anomalias negativa de cotas em 2005 e 2010, correspondendo a anos de El Niño.

Para rios situados na porção Ocidental da bacia, tais como os rios Amazonas-Peru, Solimões-Oeste e Jutaí (Figuras 10a, 10b, 10c, respectivamente), ocorrem períodos mais longos de seca no anos de 2005 e 2010 do que para o rio Negro (Figuras 10d e 10f). Muitos autores associaram episódios recentes de secas extremas nessa parte da bacia, como em 2005 e 2010, às condições dos oceanos Atlântico Norte e Pacífico Equatorial (Marengo *et al.*, 2008 e 2011; Yoon e Zeng, 2010; Espinoza *et al.*, 2011). Espinoza *et al.* (2016), mostra que durante anos de El Niño (Pacífico Equatorial aquecido), ocorre fraca advecção de umidade do Atlântico Norte Tropical para a Amazônia Ocidental e maior transporte de vapor de água da bacia Amazônica para a bacia do Prata. A redução no transporte de umidade do Atlântico Norte também pode ser associada ao aquecimento das águas do próprio Atlântico, que causam o deslocamento a alta subtropical e consequentemente enfraquecimento dos ventos alísios de Nordeste.

		Precipitação X		Precipitação X		
			Régua	А	Altimetria	
Ponto	Rio	r	t - Student	r	t - Student	
interpolado			(95%)		(95%)	
12	Amazonas-Peru	0,17	2,24	0,26	3,41	
23	Solimões	0,13 1,6		0,20	2,51	
	(Oeste)					
26	Jutaí	0,14	1,87	0,15	1,87	
30	Negro	0,11	1,47	0,13	1,68	
35	Solimões	0,17	2,03	0,15	1,75	
40	Alto Negro	0,31	4,11	0,25	3,22	
45	Alto Madeira	0,37	4,76	0,39	5,19	

Tabela 5 - Correlação linear entre anomalias de precipitação e cota para o período de 2003 a 2015 e valor crítico de $t_{140, 150; 5\%} \sim 1,65$.

Nos rios Amazonas-Peru e Solimões, Figuras 10a e 10e, respectivamente, os efeitos nos níveis de água são mais drásticos durante a seca de 2010, em relação aos demais rios, induzidos pelo fenômeno El Niño, somado ao aquecimento do ATN. Esses resultados estão em coerência com os trabalhos de Marengo e Espinoza (2016) e Marengo *et al.* (2012).















Figura 10 - Séries temporais de anomalias de chuva e cotas altimétricas, para os rios Amazonas-Peru (a), Solimões - Oeste (b), Jutaí (c), Negro (d), Solimões (e), Alto Negro (f) e Alto-Madeira (g).

De maneira inversa, em 2009 e 2012, as regiões Central e Norte da bacia experimentaram inundações de grande magnitude relacionadas ao evento La Niña, que culminou com o registro (no porto de Manaus) das duas maiores cheias dos últimos 115 anos, cujo valores atingiram 29,77 e 29,97 m, em 2009 e 2012, respectivamente (CPRM, 2013). Estes eventos extremos e outros menos intensos são mostrados nas anomalias de cota da bacia do rio Negro (Figura 10d) e com valores mais expressivos no Alto Negro (Figura 10f).

No Alto Madeira (Figura 10g) se verifica uma menor variabilidade interanual das anomalias de cota, ao passo que é possível identificar alterações de tendências dessa variabilidade das contas na escalas de cinco ou mais anos. Entre 2003 e 2011 as cotas são dominadas por condições anômalas negativas, intercaladas por curtos períodos de anomalias positivas. Estas anomalias foram determinadas por anomalias predominantemente negativas de precipitação nesse período. Após 2012 se verifica uma forte mudança de sinal na anomalia da cota em relação aos demais anos, mostrando o aumento das anomalias de ambas variáveis. Esses resultados são condizentes com os encontrados por Espinoza *et al.* (2014), no qual os autores mostram que em 2014, a descarga no rio Madeira foi 74% maior do que o normal (58 000 m³ s¹) e que as anomalias de precipitações foram 80%-100% acima do normal, entre dezembro 2013 e janeiro de 2014. Segundo os autores, apesar de neste período o Pacífico estar anomalamente mais quente, o aumento da precipitação e consequentemente das cotas,

foi associado a uma anomalia do sistema de alta subtropical do Atlântico Sul, em janeiro de 2014, que aumentou o transporte de umidade de Noroeste para o Sul da Amazônia.

5.3 Associação da variabilidade dos níveis de água com a TSM para as EVC

O regime hidrológico ao longo da bacia apresenta comportamentos diferentes, com forte variabilidade espacial. Desta forma, serão descritas as análises da variabilidade mensal dos níveis de água para os rios que apresentaram melhor desempenho durante a validação, comparando-se os valores de correlação entre anomalias de cota e TSM (Tabela 6). Foram utilizados para comparação os índices climáticos de TSM do Atlântico Norte (ATN), Atlântico Sul (ATS) e a região Niño 3.4 do Pacífico, que nada mais são do que as anomalias de TSM médias nestas diferentes regiões.

Nota-se que os valores de correlação dos dados da rede convencional e altimétricos são extremamente similares. Em alguns rios, como o Negro e o no Alto Madeira obteve-se valores de correlação iguais ou próximos. De modo geral, verifica-se valores de coeficiente de correlação linear significativos ($r > |\pm 0,30|$) nos dois oceanos considerados. Os rios da porção Oeste da Amazônia estão mais bem correlacionados (negativamente) com o Atlântico Norte, apresentando correlação positiva com o Pacífico. Os rios da porção Norte/Noroeste possuem correlação negativa com o Pacífico. As bacia do Solimões e Madeira apresentam correlação positiva com o Atlântico Sul. A maior parte dos rios apresentam correlação significativas com o Atlântico Norte.

No rio Amazonas-Peru, os valores de correlação para os dados altimétricos são mais significantes e confiáveis com t <-6,0, ocorrendo forte correlação negativa com ATN e nenhuma correlação com o ATS. Apesar dos valores de r serem baixos para o Pacífico, o teste estatístico mostra que esses valores podem ser considerados relevantes. O rio Solimões (à Oeste) encontra-se bem correlacionado com todos os oceanos, apesar de apresentar baixos valores de r. Os dados de altimetria mostram que a variação da cota neste rio encontra-se fortemente correlacionada com o ATS, assim como no Amazonas-Peru, que encontra-se mais bem correlacionado com todos os oceanos, situado na região mais Central, apresenta o mesmo comportamento, porem os valores de r são menores.

Verificando-se os valores de r para o rio Jutaí, observa-se que não há correlação com o ATS, e que o mesmo encontra-se relacionado negativamente com o ATN. Esses resultados mostram que quando as anomalias de TSM diminuem as cotas aumentam, para a região Oeste. Na porção Norte, na região mais à jusante da bacia do Negro, ocorrem fortes associações negativas com o ATN. No Alto Negro os valores de r são significativos (correlação negativa) apenas para Pacífico. Na porção Sul da bacia, o rio Madeira encontra-se mais bem correlacionado com o Atlântico Norte (r<-0,4) e o Pacífico (r = 0,41), não apresentando nenhuma correlação com o Atlântico Sul.

Para todos os rios analisados há valores negativos de correlação significativos para o Atlântico Norte (ATN), com r < |-0,30|. O rio Madeira e o Amazonas – Peru apresentam valores máximos negativos de correlação entre -0,40 e -0,49. Além disso, observando-se os valores de correlação para o Atlântico Sul (ATS), nota-se pouca ou nenhuma correlação entre anomalias de cota e de TSM, exceto para o rio Solimões. Comparando-se as correlações entre os dados, observa-se que as séries altimétricas apresentam maiores correlações com as TSM's que os dados *in situ*.

Oceano	Rio	Amazonas-Peru	Solimões (Oeste)	Jutaí	Negro	Solimões	Alto Negro	Alto Madeira
ATN	OBS	r = -0,41	r = -0,45	r = -0,47	r = -0,36	r = -0,37	r = -0,02	r = -0,47
		t = -5,56	t = -6,04	t = -6,57	t = -4,89	t = -4,59	t = -0,34	t = -6,40
	ALT	r = -0,48	r = -0,43	r = -0,54	r = -0,31	r = -0,42	r = -0,05	r = -0,49
		t =-6,75	t=-5,62	t = -7,94	t = -4,12	t = -5,33	t = -0,63	t = -6,86
ATS	OBS	r = -0,04	r = -0,16	r = -0,05	r = -0,08	r = -0,21	r = -0,09	r = 0,08
		t = -0,50	t = -1,97	t = -0,62	t = -1,01	t = -2,50	t = -1,19	t = -1,05
	ALT	r = -0,13	r = -0,28	r = -0,04	r = -0,11	r = -0,15	r = -0,10	r = -0,12
		t = -1,62	t = -3,45	t = -0,54	t = -1,42	t = -1,72	t = -1,35	t = -1,48
PAC	OBS	r = 0,29	r = 0,33	r = 0,17	r = -0,14	r = 0,25	r = -0,49	r = 0,41
		t = 3,73	t = 4,21	t = 2,24	t= -1,84	t = 2,94	t = -7,08	t = 5,37
	ALT	r = 0,25	r = 0,30	r = 0,14	r = -0,17	r = 0,35	r = -0,46	r = 0,41
		t = 3,31	t = 3,73	t = 1,82	t = -2,21	t = 4,21	t = -6,43	t = 5,43

Tabela 6 - Correlação entre anomalias de cotas observadas (OBS) e altimétricas (ALT) com TSM, em escala anual, entre 2003 e 2015, com significância estatística de 95% valor crítico de t_{140, 150; 5%} ~ 1,65 .

5.3.1 Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios do Oeste da Amazônia

a) Rio Amazonas-Peru

Este trecho do rio situa-se na porção mais Oeste da Amazônia, próximo ao Peru. Nas Figuras 11a e 11b observam-se os gráficos de correlação calculados a partir das anomalias de TSM entre anomalias de cotas altimétricas e dados *in situ*, considerando os diferentes meses do ano. Primeiramente, verifica-se uma forte associação da variabilidade da cota do rio Amazonas-Peru com o Pacífico (PAC+) nos meses de julho a outubro e com o ATN (correlação negativa) em quase todos os meses. Essas análises são sintetizadas na Tabela 7.

Nota-se que as correlações mais fortes, em alguns meses do ano, dos dados de altimetria não são coincidentes com os dados *in situ*, sendo explicado pelo fato dos dados de régua serem coletados em escala diária e os altimétricos em 10 e 35 dias. Apesar de ter-se considerado uma escala mensal nos dados, sabe-se que a maior frequência de coleta dos dados de régua inclui a variação de vários dias do mês, e portanto, influencia nos cálculos de médias mensais e anomalias para um determinado ano. No entanto, com base nos resultados da validação (item 5.1), podemos considerar os dados altimétricos extremamente confiáveis para realizar este tipo de análise na ausência de dados ou em áreas não monitoradas.





Figura 11 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis de água para dados a) *in situ* e b) altimétricos no rio Amazonas – Peru, durante o período de 2003 -2015.

As anomalias de cotas do Rio Amazonas-Peru apresentam maiores valores de correlação positiva ao longo do ano com a região Equatorial do Pacífico, principalmente durante os meses de inverno, com valores de r > 0,60. Para o ATS quase não há correlação, evidenciado pela Figura 11. Porém, vale destacar, que durante os meses de transição a correlação com o ATS aumenta moderadamente, com base no teste de significância estatística. Já as correlações com o ATN são negativas e significantes a maior parte do ano, indicando que a medida que as anomalias de TSM aumentam, as anomalias de cota diminuem ou vice-versa. Durante os meses de inverno no HS, as correlações são mais fortes do que para os outros meses. Além disso, considerando-se a Figura 11, o comportamento das correlações entre os dados de régua e altimétricos é bastante similar, de forma que esse último representa bem a variação das correlações.

Correlação mensal Cotas e TSM – Rio Amazonas-Peru									
	In situ								
	A	ΓN	A	ГS	PAC				
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,423	-1,547	-0,326	-1,146	0,391	1,411			
Fev	-0,362	-1,289	-0,389	-1,399	-0,051	-0,168			
Mar	-0,407	-1,479	-0,069	-0,230	-0,105	-0,349			
Abr	-0,509	-1,962	0,105	0,349	-0,071	-0,237			
Mai	-0,417	-1,522	0,397	1,433	0,275	0,950			
Jun	-0,585	-2,395	-0,050	-0,166	0,497	1,898			
Jul	-0,547	-2,170	-0,079	-0,264	0,623	2,642			
Ago	-0,434	-1,597	-0,049	-0,163	0,536	2,105			
Set	-0,231	-0,786	0,188	0,635	0,552	2,195			
Out	-0,336	-1,183	-0,081	-0,269	0,578	2,348			
Nov	-0,278	-0,959	-0,146	-0,488	-0,014	-0,047			
Dez	-0,397	-1,433	0,040	0,134	0,440	1,624			
			Altimet	ria					
	A	ΓN	A	ГS	PAC				
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,556	-2,218	-0,457	-1,704	0,294	1,021			
Fev	-0,454	-1,690	-0,649	-2,833	-0,103	-0,345			
Mar	-0,454	-1,690	-0,357	-1,267	-0,219	-0,743			
Abr	-0,471	-1,769	0,114	0,381	-0,024	-0,079			
Mai	-0,517	-2,002	0,502	1,924	0,264	0,906			
Jun	-0,624	-2,651	-0,013	-0,042	0,624	2,646			
Jul	-0,567	-2,285	-0,218	-0,742	0,659	2,903			
Ago	-0,585	-2,389	-0,196	-0,665	0,563	2,260			
Set	-0,380	-1,364	0,119	0,397	0,395	1,425			
Out	-0,270	-0,930	-0,128	-0,427	0,332	1,166			
Nov	-0,339	-1,193	-0,203	-0,689	-0,247	-0,844			
Dez	-0,529	-2,067	-0,078	-0,258	0,459	1,713			

Tabela 7 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados *in situ* e altimétricos no rio Amazonas- Peru para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$.

b) Rio Solimões-Oeste

Neste tópico é analisado o coeficiente de correlação das variáveis utilizadas no rio Solimões em um trecho na porção Oeste da Amazônia. Valores de correlações negativos, indicam que uma determinada variável aumenta, a outra diminui. A Tabela 8 denota valores de correlação negativos para o oceano ATN ao longo do período de 2003-2015, indicando que à medida que as águas do ATN se esfriam (anomalias negativas) os níveis do rio Solimões aumentam (anomalia positiva). Durante os meses de inverno, essa relação fica mais evidente com r > 0,55.





Figura 12 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis de água para dados a) *in situ* e b) altimétricos no rio Solimões-Oeste, durante o período de 2003 -2015.

Tabela 8 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados <i>in situ</i> e altimétricos no rio
Solimões para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de * t _{12; 5%} = 1,812 e t _{13; 5%} =
1,796.

Cor	Correlação mensal Cotas e TSM – Solimões oeste 23									
			In situ							
Mês	A	ΓN	A	TS	PAC					
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test				
Jan	-0,54	-2,01*	-0,25	-0,83*	0,45	1,60*				
Fev	-0,40	-1,43	-0,41	-1,48	-0,06	-0,21				
Mar	-0,41	-1,49	-0,11	-0,37	-0,03	-0,09				
Abr	-0,58	-2,34	-0,12	-0,39	0,10	0,33				
Mai	-0,48	-1,80	0,33	1,14	0,40	1,46				
Jun	-0,57	-2,28	-0,01	-0,02	0,60	2,51				
Jul	-0,61	-2,54	-0,19	-0,65	0,58	2,39				
Ago	-0,53	-2,06	-0,11	-0,36	0,56	2,24				
Set	-0,25	-0,87	-0,04	-0,13	0,66	2,94				
Out	-0,37	-1,32	-0,11	-0,38	0,27	0,94				
Nov	-0,45	-1,61*	-0,42	-1,46*	0,12	0,39*				
Dez	-0,50	-1,81*	-0,04	-0,14*	0,30	1,00*				
			Altimetri	a						
	A	ΓN	A	TS	PA	AC				
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test				
Jan	-0,54	-2,13	-0,35	-1,23	0,45	1,67				
Fev	-0,38	-1,38	-0,61	-2,58	-0,03	-0,08				
Mar	-0,51	-1,98	-0,35	-1,23	-0,04	-0,12				
Abr	-0,52	-2,01	0,00	0,00	0,15	0,50				
Mai	-0,43	-1,57	0,34	1,20	0,36	1,26				
Jun	-0,53	-2,05	0,00	-0,01	0,46	1,74				
Jul	-0,56	-2,23	-0,26	-0,88	0,55	2,18				
Ago	-0,45	-1,66	-0,37	-1,30	0,63	2,66				
Set	-0,17	-0,57	-0,15	-0,50	0,63	2,67				
Out	-0,34	-1,21	-0,38	-1,34	0,12	0,41				
Nov	-0,42	-1,56	-0,26	-0,90	0,02	0,06				
Dez	-0,53	-2,10	-0,18	-0,59	0,20	0,69				

Para o ATS, os valores de r indicam não haver relação com o rio Solimões, pois são próximos de zero (Figuras 12a e 12b). Esses resultados são condizentes com os encontrados por Ronchail *et al.*, (2005), que descreve o comportamento das descargas nos rios Solimões, alto Negro e Japurá, de acordo com as mudanças que ocorrem nos oceanos. A Figura 12b,

marca que a variabilidade da correlação entre dos dados altimétricos e TSM é bastante similar a dos dados *in situ*, sendo mais fortes para o Pacífico, nos meses de julho e agosto.

c) Rio Jutaí

O rio Jutaí possui correlação negativa com o Atlântico Norte, pouca ou nenhuma correlação com o Atlântico Sul e fraca correlação com o oceano Pacífico. A Figura 13 indica, de forma resumida, a variação de r ao longo dos meses, mostrando correlações pouco significativas com os oceanos Atlântico Sul e Pacífico. Nota-se, também, que ele encontra-se mais bem correlacionado com o Atlântico Norte, que as demais regiões.

Conforme a Tabela 9, ocorrem correlações negativas significantes de janeiro a agosto, com o Atlântico Norte, com valores de r aumentando durante o inverno, visto que as anomalias se dão de forma inversa: à medida que as anomalias de TSM aumentam, as anomalias dos níveis de água tornam-se negativas (Figura 13a e 13b), pois o transporte de umidade para Amazônia é reduzido. Esse comportamento é esperado, assim como os valores de correlação dos outros rios discutidos anteriormente. Este rio possui forte correlação negativa com o ATN, indicando que as mudanças na TSM dessa região, provocam mudanças no regime dos rios à Oeste da Amazônia, com o ATS ocorre uma fraca correlação positiva em maio, e negativa entre os meses de novembro a janeiro.

As correlações são pouco significativas com a região Equatorial do Pacífico, destacando-se apenas os meses de junho, julho e agosto. Um dos motivos para este rio não possuir relações fortes com os índices, é a sua área, por ser um afluente menor, a variabilidade é menos evidente.





Figura 13 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis de água para dados a) *in situ* e b) altimétricos no rio Jutaí, durante o período de 2003 -2015.

Tabela 9 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados *in situ* e altimétricos no rio Jutaí para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de * $t_{12;5\%} = 1,812$ e $t_{13;5\%} = 1,796$.

Correlação mensal Cotas e TSM – Rio Jutaí									
	In situ								
	A	TN	А	TS	P.	AC			
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,638	-2,622*	-0,337	-1,130*	0,082	0,259*			
Fev	-0,338	-1,190	-0,206	-0,696	-0,082	-0,272			
Mar	-0,552	-2,196	-0,080	-0,266	-0,108	-0,360			
Abr	-0,697	-3,228	-0,079	-0,263	0,057	0,191			
Mai	-0,785	-4,199	0,471	1,770	0,408	1,481			
Jun	-0,613	-2,573	0,228	0,778	0,592	2,434			
Jul	-0,577	-2,346	0,013	0,044	0,505	1,939			
Ago	-0,013	-0,043	-0,013	-0,043	0,541	2,133			
Set	-0,047	-0,155	0,286	0,990	0,366	1,303			
Out	-0,318	-1,111	-0,219	-0,745	0,152	0,511			
Nov	-0,375	-1,279*	-0,543	-2,045*	-0,181	-0,582*			
Dez	-0,333	-1,115*	-0,278	-0,913*	-0,208	-0,671*			
			Altimetr	ia					
	A	TN	А	TS	PAC				
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,68	-3,08	-0,39	-1,42	0,12	0,39			
Fev	-0,45	-1,68	-0,10	-0,34	0,03	0,10			
Mar	-0,61	-2,54	-0,14	-0,48	-0,10	-0,35			
Abr	-0,84	-5,18	0,07	0,23	0,00	0,01			
Mai	-0,79	-4,22	0,39	1,41	0,39	1,39			
Jun	-0,59	-2,44	0,30	1,05	0,32	1,12			
Jul	-0,60	-2,50	0,09	0,29	0,44	1,65			
Ago	-0,52	-2,05	-0,06	-0,21	0,53	2,07			
Set	-0,19	-0,65	0,22	0,76	0,30	1,05			
Out	-0,41	-1,51	-0,20	-0,68	0,08	0,27			
Nov	-0,40	-1,44	-0,20	-0,68	-0,14	-0,46			
Dez	-0,35	-1,24	-0,24	-0,84	-0,23	-0,80			

5.3.2Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios do Noroeste da Amazôniaa) Alto Rio Negro

Esta região situa-se na porção mais à montante na bacia do rio Negro, próximo ao município de São Gabriel da Cachoeira-AM. Este é ponto com a melhor série de dados observados *in situ*. Os valores significativos para este rio encontram-se destacados na Tabela 10 e ilustrados na Figura 14.





Figura 14 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis de água para dados a) *in situ* e b) altimétricos para o Alto Negro, durante o período 2003 -2015

Tabela 10 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados in situ e Altimétricos no rio
Negro mais à montante, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%}$ =
1,796.

Correlação mensal cotas e TSM – Alto rio Negro									
			In situ						
	A	ΓN	A	ГS	PAC				
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,119	-0,399	-0,620	-2,620	-0,764	-3,932			
Fev	-0,347	-1,228	-0,330	-1,160	-0,545	-2,130			
Mar	-0,192	-0,650	-0,177	-0,595	-0,578	-2,352			
Abr	0,252	0,863	-0,209	-0,708	-0,011	-0,035			
Mai	0,495	1,891	-0,732	-3,559	-0,347	-1,225			
Jun	0,379	1,358	-0,031	-0,104	-0,697	-3,226			
Jul	-0,213	-0,722	0,651	2,842	-0,392	-1,411			
Ago	-0,016	-0,052	0,397	1,433	-0,234	-0,797			
Set	-0,010	-0,034	0,256	0,878	-0,384	-1,378			
Out	-0,534	-2,094	0,162	0,545	-0,580	-2,363			
Nov	-0,251	-0,861	0,009	0,029	-0,637	-2,743			
Dez	0,223	0,759	-0,523	-2,038	-0,781	-4,146			
			Altimetri	a					
	A	ΓN	A	ГS	PA	AC			
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,125	-0,418	-0,622	-2,637	-0,713	-3,375			
Fev	-0,410	-1,491	-0,416	-1,518	-0,630	-2,690			
Mar	-0,210	-0,714	-0,097	-0,324	-0,511	-1,938			
Abr	0,234	0,798	-0,270	-0,930	-0,100	-0,333			
Mai	0,457	1,702	-0,625	-2,658	-0,269	-0,921			
Jun	0,277	0,956	0,001	0,002	-0,552	-2,195			
Jul	-0,209	-0,710	0,560	2,241	-0,302	-1,059			
Ago	-0,103	-0,342	0,296	1,028	-0,217	-0,734			
Set	0,107	0,357	0,253	0,867	-0,272	-0,933			
Out	-0,431	-1,583	0,208	0,706	-0,533	-2,088			
Nov	-0,321	-1,123	-0,119	-0,397	-0,668	-2,974			
Dez	0,125	0,418	-0,475	-1,789	-0,756	-3,829			

Apesar da pouca correlação, alguns valores são significativos para o ATN, em maio (correlação positiva) e em outubro (correlação negativa), bem como para o ATS, em dezembro e janeiro (correlação negativa) e em julho (correlação positiva), conforme Tabela 10. Ao contrário das demais regiões a correlação entre o Pacífico Equatorial e as anomalias de cotas, apresenta valores negativos significativos, de outubro a março, a correlação do rio com
esse oceano é mais forte que para os demais (Figura 14), principalmente durante o verão, com r < -0,7 e significância estatística de até -4.

5.3.3Análise da relação entre as anomalias de TSM e o Norte da Amazôniaa) Rio Negro

Localizado na porção Norte da bacia, esse trecho do rio possui uma ótima série de dados *in situ* para comparação. Para o Atlântico Norte a correlação é negativa em fevereiro, julho e agosto (pico de enchente) (Tabela 11). Em agosto ocorreu o maior valor de correlação (r > -0,8), com significância estatística de -5,1. No Pacífico a correlação é menos significativa que para o Alto rio Negro, com valores de r < -0,50, em dezembro. Isso pode ser explicado por esse ponto sofrer influência dos demais afluentes em seus valores de correlação. De modo geral, os resultados mostram que para o Atlântico Sul, não ocorre nenhuma correlação significativa. Observando-se a Figura 15, verifica-se que as correlações são mais fortes com ATN, durante julho e a agosto.





Figura 15 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis de água para dados a) *in situ* e b) altimétricos no rio Negro, durante o período 2003 -2015.

Correlação mensal cotas e TSM –rio Negro							
			In situ				
	ATN		ATS		PAC		
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test	
Jan	-0,431	-1,583	-0,433	-1,593	-0,566	-2,277	
Fev	-0,519	-2,016	-0,367	-1,309	-0,497	-1,900	
Mar	-0,320	-1,119	-0,091	-0,303	-0,528	-2,060	
Abr	-0,386	-1,387	-0,031	-0,104	-0,182	-0,612	
Mai	0,051	0,169	0,082	0,271	0,298	1,036	
Jun	-0,131	-0,439	0,266	0,914	0,112	0,373	
Jul	-0,582	-2,375	0,368	1,311	0,071	0,235	
Ago	-0,838	-5,098	0,000	0,001	0,333	1,173	
Set	-0,380	-1,362	0,032	0,107	0,498	1,907	
Out	-0,398	-1,439	-0,072	-0,239	-0,236	-0,805	
Nov	-0,429	-1,573	-0,280	-0,969	-0,474	-1,784	
Dez	-0,044	-0,146	-0,447	-1,657	-0,592	-2,439	
			Altimetri	a			
	A	ΓN	A	ГS	PA	AC	
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test	
Jan	-0,307	-1,072	-0,451	-1,674	-0,637	-2,739	
Fev	-0,490	-1,863	-0,325	-1,138	-0,512	-1,978	
Mar	-0,348	-1,229	-0,118	-0,394	-0,544	-2,148	
Abr	-0,370	-1,319	-0,070	-0,233	-0,181	-0,610	
Mai	0,162	0,544	-0,011	-0,036	0,294	1,021	
Jun	0,184	0,622	0,158	0,531	0,067	0,221	
Jul	-0,517	-2,004	0,412	1,498	-0,049	-0,163	
Ago	-0,826	-4,853	-0,078	-0,258	0,255	0,874	
Set	-0,311	-1,084	-0,047	-0,156	0,356	1,264	
Out	-0,386	-1,390	-0,097	-0,323	-0,185	-0,624	
Nov	-0,538	-2,119	-0,275	-0,950	-0,342	-1,206	
Dez	-0,037	-0,123	-0,467	-1,751	-0,634	-2,722	

Tabela 11 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados *in situ* e altimétricos no rio Negro, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$.

5.3.4Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios da Amazônia Centrala) Rio Solimões

Esta região do rio Solimões situa-se na porção mais Central da bacia, pouco antes da confluência com o rio Negro, próximo a Manaus. Nota-se correlação positiva com o oceano Pacífico, e negativa para o Atlântico. As Figuras 16a e 16b denotam que entre junho/julho







Figura 16 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis de água para dados a) in situ e b) altimétricos para o rio Solimões, durante o período 2003 -2015.

Correlação mensal cotas e TSM –rio Solimões								
In situ								
	ATN			TS PAC				
Mês	r	t- <i>test</i>	r	t- <i>test</i>	r	t- <i>test</i>		
Jan	-0,542	-1,936 ³	-0,356	$-1,144^3$	0,345	$1,103^3$		
Fev	-0,441	-1,631	-0,627	-2,666	-0,176	-0,592		
Mar	-0,360	-1,278	-0,200	-0,677	-0,201	-0,680		
Abr	-0,417	$-1,378^3$	-0,174	$-0,530^3$	0,138	$0,418^{3}$		
Mai	-0,460	$-1,553^3$	0,335	$1,066^3$	0,690	2,858 ³		
Jun	-0,458	$-1,547^3$	0,251	$0,778^{3}$	0,461	1,559 ³		
Jul	-0,662	-2,333	-0,312	-0,870	0,679	2,447		
Ago	-0,620	$-2,093^{1}$	-0,385	$-1,104^{1}$	0,664	2,351 ¹		
Set	-0,112	-0,318	-0,096	-0,274	0,669	2,542		
Out	0,057	0,160	0,084	0,237	0,146	0,418		
Nov	-0,318	-0,947	-0,689	-2,687	0,122	0,348		
Dez	-0,203	-0,586	-0,413	-1,282	-0,197	-0,569		
		A	ltimetria					
	A	ΓN	A	TS	PA	AC		
Mês	r	t- <i>test</i>	r	t- <i>test</i>	r	t- <i>test</i>		
Jan	-0,666	-2,965	-0,316	-1,106	0,258	0,886		
Fev	-0,487	-1,850	-0,468	-1,755	-0,194	-0,654		
Mar	-0,440	-1,623	-0,180	-0,606	-0,166	-0,560		
Abr	-0,532	-2,084	-0,054	-0,180	0,038	0,124		
Mai	-0,435	-1,602	0,344	1,214	0,470	1,764		
Jun	-0,491	-1,870	0,068	0,227	0,536	2,104		
Jul	-0,603	-2,507	-0,204	-0,691	0,486	1,846		
Ago	-0,644	-2,791	-0,197	-0,668	0,455	1,693		
Set	-0,297	-1,031	-0,197	-0,667	0,672	3,011		
Out	-0,195	-0,658	-0,271	-0,932	0,411	1,495		
Nov	-0,379	-1,358	-0,377	-1,349	0,348	1,232		
Dez	-0,436	-1,605	-0,036	-0,120	0,407	1,476		

Tabela 12 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados *in situ* e altimétricos no rio Solimões, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de ${}^{1}t_{9;5\%} = 1,895$, ${}^{2}t_{10;5\%} = 1,860$, ${}^{3}t_{11;5\%} = 1,833$ e $t_{13;5\%} = 1,796$.

De acordo com a Tabela 12, os valores de r e suas significâncias estatísticas, são mais expressivos de entre abril e agosto, com o oceano ATN (correlação negativa), destacando-se também, os valores de r para os meses de janeiro e fevereiro, com dados altimétricos. Já para o Pacífico, os valores de correlação, foram maiores que 0,6, com uma boa significância estatística, entre junho, julho e setembro. Comparando este ponto com o trecho do rio

Solimões analisado anteriormente (porção Oeste), percebe-se a influência direta e mais forte do Atlântico Norte na variabilidade no nível de água do rio para aquela região, do que na região mais Central. Para o oceano Pacífico a influência é praticamente a mesma.

5.3.5 Análise da relação entre as anomalias de TSM e os rios do Sul da Amazôniaa) Alto Madeira

Este ponto analisado situa-se na porção mais à montante da bacia do rio Madeira. Ao relacionar-se a série de anomalias de cotas do rio Madeira com as anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico (Tabela 13), verifica-se valores absolutos do coeficiente de correlação linear, significativos, positivos (r >0,7) em junho e dezembro com o Pacífico. O oceano Atlântico Norte indica valores negativos de r, de novembro a janeiro e de maio até agosto. Diferentemente dos outros rios apresentados anteriormente, o rio Madeira apresenta correlação negativa com o Atlântico Sul nos meses de agosto e setembro. As Figuras 17a e 17b, salientam que os valores r utilizando dados *in situ* e altimétricos são bastante similares, seguindo o mesmo padrão de comportamento.





Figura 17 - Coeficiente de correlação linear entre as anomalias de TSM dos Oceanos PAC, ATN, ATS e níveis 'd água para dados a) in situ e b) altimétricos para o rio Madeira, durante o período de 2003 -2015.

Correlação mensal cotas e TSM –Alto Madeira									
	In situ								
	ATN ATS		TS	PAC					
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,393	-1,358	0,128	0,407	0,224	0,727			
Fev	-0,299	-0,992	0,151	0,484	-0,050	-0,157			
Mar	-0,363	-1,230	0,017	0,0541	-0,005	-0,014			
Abr	-0,540	-2,030	0,322	1,074	0,040	0,127			
Mai	-0,547	-2,068	0,429	1,500	0,583	2,266			
Jun	-0,637	-2,614	0,061	0,194	0,716	3,247			
Jul	-0,715	-3,233	-0,532	-1,988	0,640	2,633			
Ago	-0,653	-2,724	-0,649	-2,696	0,622	2,509			
Set	-0,149	-0,475	-0,723	-3,306	0,539	2,023			
Out	-0,088	$-0,263^{1}$	-0,130	$-0,392^{1}$	0,638	$2,482^{1}$			
Nov	-0,594	-2,333	-0,141	-0,451	0,500	1,823			
Dez	-0,722	$-3,462^2$	0,021	$0,0697^2$	0,483	1,831 ²			
			Altimetri	ia					
	A'	ΓN	А	TS	PA	AC			
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,595	-2,458	-0,014	-0,047	0,225	0,768			
Fev	-0,352	-1,246	0,017	0,057	0,013	0,044			
Mar	-0,411	-1,495	-0,062	-0,206	0,008	0,027			
Abr	-0,544	-2,149	0,273	0,942	0,203	0,687			
Mai	-0,628	-2,674	0,551	2,187	0,446	1,655			
Jun	-0,692	-3,184	0,173	0,584	0,619	2,613			
Jul	-0,727	-3,515	-0,147	-0,494	0,475	1,789			
Ago	-0,718	-3,422	-0,511	-1,971	0,448	1,663			
Set	-0,323	-1,131	-0,578	-2,350	0,422	1,543			
Out	-0,129	-0,432	-0,400	-1,448	0,394	1,421			
Nov	-0,643	-2,787	-0,485	-1,842	0,414	1,510			
Dez	-0,734	-3,582	0,062	0,207	0,602	2,502			

Tabela 13 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados *in situ* e altimétricos no rio Madeira, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de ${}^{1}t_{11;5\%} = 1,833$, e $t_{12;5\%} = 1,812$ ${}^{2}t_{13;5\%} = 1,796$.

5.4 Análise dos extremos nos tributários da bacia

Devido a semelhança entre os resultados dos dados altimétricos e *in situ* obtidos anteriormente, a partir deste item serão analisados apenas os dados altimétricos. De fato as correlações mudam com a época do ano e com as condições dos oceanos, mas o quanto estas diferentes áreas oceânicas influenciaram na ocorrência das condições hidrológicas extremas é o que será discutido, utilizando-se as anomalias de TSM.

5.4.1 Rio Amazonas-Peru

Nas Figuras 18a e 18b são mostradas as anomalias de níveis de água dos dados altimétricos em relação às anomalias de TSM, da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, considerando-se apenas valores maiores que 0,5 e menores -0,5, para o período de 2003 a 2015. A Figura 18, expressa que em 2005 e 2011 ocorreram os maiores impactos nas cotas dessa região. Em 2011, ocorreram as menores anomalias de cotas para o rio Amazonas–Peru, associado ao aquecimento anômalo do Atlântico Tropical e ao episódio de ENOS (Figura 18a). A primeira explicação para essas reduções abruptas é a forte correlação deste rio com o Atlântico Norte por vários meses consecutivos, mostrado na seção anterior. A segunda explicação é que essas anomalias negativas de níveis de água apenas, em 2011, são uma resposta ao evento ENOS que ocorreu entre 2009-2010, além disso, a cheia que ocorreu em 2009, pode ter influenciado esse tempo de resposta mais lento.

Em 2012 os efeitos da cheia foram maiores que em 2009 e estiveram associados ao evento de La Niña, entre 2010 e 2011 (Figura 18b). Entre o fim de 2014 e durante 2015, o nível deste rio atingiu valor máximo, associado ao resfriamento das águas do ATN (Figura 18b) e ao aquecimento do Pacífico Equatorial (Figura 18a).





Figura 18 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do rio Amazonas-Peru em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

5.4.2 Rio Solimões-Oeste

As Figuras 19a e 19b, evidenciam que para este rio os efeitos da seca de 2005 foram um pouco menores, quando comparados ao rio Amazonas-Peru (< -2), exceto para a seca de 2010-2011. De modo geral, em 2005, as anomalias positivas do Pacífico tiveram maior influência (Figura 19a). Os efeitos das anomalias positivas de TSM, no ATN (mais quente),

foram muito fortes para este rio em 2011, causando as maiores reduções de cota de toda a série temporal (Figura 19a), apesar de nesse período a região Equatorial do Pacífico encontrar-se anomalamente mais fria, provavelmente o aquecimento das TSM, do ATN, foi fator decisivo para condições mais secas, somado ao fato deste rio possuir correlações mais fortes com o ATN, que com o oceano Pacífico. Esses valores de anomalias de cotas altimétricas são condizentes com os observados pelo CPRM e outros trabalhos utilizando dados *in situ*. Espinoza *et al.* (2011) estudaram a variabilidade climática e seca extrema no Alto Solimões, segundo os autores, as secas nessa região são geralmente associadas às anomalias positivas de TSM, no ATN, que causam redução no transporte de umidade para a região Oeste, o que, em associação com o aumento da subsidência sobre o Centro e Sul da Amazônia, explica a redução das chuvas e os baixos valores de cotas.

Ainda, nas Figuras 19a e 19b, destacam-se os efeitos da cheia de 2014-2015, cujos valores de anomalias positivas são maiores para todo período de estudo considerado. Segundo a CPRM (boletim n° 03/2015), em Tabatinga–AM (Alto Solimões), o rio Solimões esteve, em janeiro, 2,44 m acima do registrado na mesma data em 1999 (cheia histórica). Essa cheia ocorreu devido as anomalias de precipitação positivas que se estenderam na Amazônia Ocidental, na maior parte da bacia do rio Solimões, em janeiro de 2014 e na Amazônia Oriental, em fevereiro de 2014 (Espinoza *et al.*, 2014), associado ao deslocamento da ZCIT para o Sul e esfriamento anômalo do ATN (Figura 19b).





Figura 19 - Anomalias de níveis de água de dados altimetricos do rio Solimões-Oeste em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

5.4.3 Rio Jutaí

Situado na porção Oeste, na bacia do rio Solimões, este rio apresenta regime diferente dos rios da porção Norte: seu período de estiagem ocorre entre junho e outubro, enquanto as cheias, no primeiro trimestre do ano. Nota-se que apesar deste ponto situar-se na bacia do rio Solimões, muito próximo a porção analisada anteriormente, de maneira geral, é mais sensível aos eventos quentes dos oceanos Pacífico e ATN, em que as anomalias são ligeiramente mais fortes. Durante a seca de 2005, ocorreram anomalias negativas <-1,8 (Figura 20a) e em 2011 anomalias inferiores a -2 (Figura 20 a e 20b). Esses resultados são condizentes com a análise feita anteriormente, que apresentaram correlação negativa entre a anomalias de cota e de TSM no ATN por mais de seis meses consecutivos (janeiro a junho). Isso indica que o resfriamento das águas superficiais no ATN é de grande importância para a variabilidade climática sobre essa sub-bacia, influenciando diretamente o transporte de umidade para a região. Os efeitos da cheia de 2012, influenciada pela condição de La Niña, (Figura 20b) não foram tão impactantes neste rio como nos analisados anteriormente.





Figura 20 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do rio Jutaí em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

5.4.4 Alto Negro

Localizado no ponto mais à jusante da bacia, a análise da série temporal das anomalias de cota mostra algumas peculiaridade em relação aos demais rios analisados. A precipitação nessa região passa dos 3.000 mm/ano, associada à condensação do ar úmido trazido pelos ventos de Leste da ZCIT, que sofrem levantamento orográfico sobre os Andes (Marengo e Nobre, 2009). Os máximos níveis de água são observados de maio a julho, enquanto os mínimos são observados de novembro a fevereiro (Frappart *et al.*, 2008).

A seca de 2005, destacada na Figura 21, não foi tão severa como para o restante da Amazônia. Segundo Marengo *et al.* (2008), entre março e maio de 2005, a precipitação apresentou valores entre normal e acima do normal (100-110%), influenciando assim os níveis de água.

Sabe-se que quando o Atlântico Sul encontra-se mais aquecido, e os ventos alísios de Nordeste estão mais fortes, ocorrem condições favoráveis para o deslocamento da ZCIT para regiões mais ao Sul da sua posição climatológica. Isso ocorreu em 2009 e em 2012, porém em 2012, o esfriamento da região do Pacífico Equatorial (Figura 21b), favoreceu as anomalias positivas de cota na região, devido ao aumento no transporte de umidade. Em relação aos demais rios, esta porção analisada foi uma das mais afetadas pelo La Niña em 2012. No fim de 2015, rio apresentou comportamento diferente dos demais: anomalias negativas de cota associadas ao aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial (Figura 21a). Esses resultados são semelhantes aos dados observados com dados *in situ*, citado no boletim N°. 04 – 30/01/2015, da CPRM, que no alto rio Negro, com o pico da vazante em janeiro, enquanto neste mesmo período o rio Negro, em Manaus, encontrava-se enchendo, com o pico de enchente ocorrendo entre maio e agosto. Segundo o Boletim N°. 37 – 02/10/2015, em setembro do mesmo ano, essa região do Alto Negro começava a vazante, o que justifica as anomalias negativas de cotas altimétricas.





Figura 21 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do Alto rio Negro em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

5.4.5 Rio Negro

A Figura 22a, denota que os efeitos da seca de 2005, foram os mais fortes de toda a série temporal, associada ao aquecimento do ATN, enquanto as águas do ATS encontravam-se mais frias. Em contrapartida, os efeitos da cheia de 2014, não foram tão fortes como nas demais regiões analisadas. Isso pode ser explicado pelo fato da localização deste trecho ser no

ponto mais à jusante da bacia do Negro, sofrendo assim, maior influência das mudanças que ocorrem à montante e em afluentes menores. Logo, as anomalias não tiveram grandes variações em relação a média climatológica. No entanto, nota-se que a cheia de 2014, esteve fortemente associada com as anomalias negativas de TSM no ATN (Figura 22b).





Figura 22 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do rio Negro em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

Apesar da forte correlação com o ATN, destaca-se que a seca de 2010 nesta região, também esteve associada com o episódio de El Niño 2009-2010 (Figura 22a). Do mesmo

modo, ressalta-se os efeitos da cheia de 2012 (Figura 21b) associada ao esfriamento das águas do Pacífico Equatorial (Figura 22b).

5.4.6 Rio Solimões

Esta porção do rio Solimões analisada, apresenta comportamento similar ao ponto anteriormente (Solimões-Oeste), porém com algumas diferenças evidenciando em geral, anomalias mais fortes (Figuras 23a e b). Durante os anos de 2005 e 2010, os efeitos foram mais intensos, que para o ponto mais à montante do rio Solimões, com anomalias inferiores a -2, isso pode ser explicado pela localização da EVC. Na região mais à montante (Oeste da Amazônia), ocorre maior transporte de umidade, e consequentemente maiores valores de precipitação, influenciando de forma mais direta os níveis de água. Logo os efeitos de um seca, por exemplo, tornam-se menos impactantes que na região mais Central da Amazônia. Entretanto, os efeitos da cheia de 2014, não foram tão fortes para este ponto, como nas subbacias analisadas. Na Figura 23b é notório que as águas mais frias do ATN podem explicar os aumentos dos níveis de água no rio Solimões.





Figura 23 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do rio Solimões em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

5.4.7 Alto rio Madeira

Observa-se, na Figura 24a, que nos períodos em que o Alto Madeira se encontrava com níveis de água abaixo do normal, o ATN encontrava-se mais aquecido, como em 2005 e 2010. Nota-se, também, que os efeitos da seca de 2010, não foram tão severos, como para o resto dos rios aqui analisados (Figura 24a). Isso se deve ao fato deste rio apresentar correlações mais fortes com o Pacífico do que com o ATN, na maior parte do ano. Ronchail *et al.* (2005) observaram que as vazões são mais baixas que o habitual no rio Madeira durante os eventos de La Niña, considerando o período de 1980-2001. Esses resultados são condizentes com os aqui analisados, uma vez que durante a cheia de 2012, que afetou grande parte da Amazônia, as anomalias dos níveis de água do Alto Madeira tornaram-se negativas, entre o fim de 2011 e início de 2012 (Figura 24b). Em 2014-2015, tem-se os valores máximos de anomalia de cota, de toda série nessa região, causados por fortes anomalias de TSM do ATN (Figura 24b). Verifica-se, que os efeitos dessa cheia foram maiores nessa região que nas demais, apresentando anomalias >2 (Figura 24a e 24b).





Figura 24 - Anomalias de níveis de água de dados altimétricos do Alto rio Madeira em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico, para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

5.5 Análise das influências de anomalias de TSM em regiões não monitoradas5.5.1 Regime hidrológico dos rios não monitorados

Em certos pontos da bacia Amazônica a rede de observação (meteorológica e hidrológica) é extremamente escassa ou praticamente inexistente devido, principalmente, ao difícil acesso. Na porção Noroeste, região dos rios Napo, Japurá e Içá, em que boa parte dos trechos situam-se em território colombiano, há poucas informações hidrometeorologicas *in situ*, pois muitos dados não são disponibilizados ou mesmo inexistentes. No Sudoeste da Amazônia, os dados *in situ* apresentam falhas de registros frequentes, impossibilitando a realização de estudos hidroclimáticos. A estação fluviométrica situada no rio Xingu (Boa sorte – 18460000) apresenta um total de 36 meses sem registros no período considerado neste estudo. Logo o uso de dados altimétricos pode ser uma alternativa para essas regiões. Em contrapartida, as secas que atingem a Amazônia afetam diretamente a população que vive nas comunidades ao longo desses rios, dificultando a navegação, agricultura, geração de hidroeletricidade e até mesmo a falta de alimentos. Em 2014 e 2015, o Sudoeste da Amazônia sofreu grande cheia, quando os níveis do Rio Madeira e Rio Branco alcançaram níveis recordes, inundando cidades, fazendas e estradas, impedindo a pesca e isolando moradores (Espinoza *et al.*,2014).

Neste item serão descritos o regime hidrológico e de precipitação média mensal dos rios Japurá, Xingu, Madeira, Purus e Tapajós, através de cotagramas dos valores médios mensais e precipitação entre 2003 e 2015 (Figura 25). Conhecer o regime e as características dessas regiões pouco monitoradas pode ajudar a ampliar o entendimento da influência da variabilidade climática na regulação hidrológica.



Figura 25 - Regiões não monitoradas consideradas neste estudo.

a) Rio Japurá

O rio Japurá nasce nos Andes colombianos, fluindo através da sub-região Andina, até cruzar com o rio Solimões. O ponto aqui examinado, situa-se na região mais à montante da bacia, fora do território brasileiro. Apesar de existir mais de 25 EVs elaboradas para este rio, não foi possível investigar o comportamento em regiões mais à jusante por falta de traços próximos entre os satélites ENVISAT e Jason-2, necessárias para a construção de EVC. De acordo com a Figura 26, o período chuvoso ocorre entre dezembro e março, com o período mais chuvoso, em janeiro. O período menos chuvoso ocorre entre maio e setembro, com menores valores, em julho. O tempo de resposta dos níveis de água do rio Japurá à precipitação varia entre 2 e 3 meses. Observando o cotagrama (Figura 26), verifica-se que o período de enchente ocorre entre os meses de abril e agosto, apresentando cotas máximas, em junho. A vazante ocorre entre setembro e fevereiro, com pico de seca, em fevereiro.



Figura 26 - Cotagrama para o Alto Japurá com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

b) Rio Purus

A Bacia do Rio Purus está localizada na porção Sudoeste da Amazônia, cobrindo áreas do Amazonas, Acre e dos países vizinhos, Peru e Bolívia. A porção localizada no Amazonas, é coberta por floresta primária nativa e apresenta longas áreas de inundação ao longo do curso tipicamente meândrico do rio Purus (Silva *et al.*, 2008). É um rio estreito e apresenta bastante sinuosidade ao longo de seu percurso. Primeiramente, analisou-se a precipitação e cota para a região do Alto Purus. A Figura 27, indica que o mês mais chuvoso é março, enquanto o pico da enchente ocorre em abril. O período menos chuvoso ocorre entre os meses de junho e setembro e o pico da vazante, entre os meses de agosto e setembro. O tempo de resposta deste rio à precipitação é de aproximadamente 2 a 3 meses.



Figura 27 - Cotagrama para o Alto rio Purus com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

Na região mais à jusante desta bacia observa-se algumas mudanças no comportamento do cotagrama (Figura 28), o período de enchente é regulado por fatores locais, com maior persistência de costas altas. De modo geral, o meses de enchente se estendem de fevereiro a maio. O nível do rio começa a baixar entre os meses de junho até outubro, apresentando cota mínima, em outubro. Em novembro os níveis começam a subir novamente, juntamente com as médias de precipitação. Nota-se que rio Purus é fortemente influenciado pelo regime de precipitação da região, e que alterações nesse padrão podem gerar eventos extremos na bacia (Figura 28).



Figura 28 - Cotagrama para o rio Purus com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

c) Médio Xingu

O rio Xingu é um dos principais tributários da bacia Amazônica e drena o Escudo Brasileiro, juntamente com os rios Tocantins, Araguaia, Tapajós e parte da bacia do rio Madeira. O rio Xingu nasce no encontro das Serras Formosa e do Roncador, com altitudes superiores a 600 m. Está dividido basicamente em três compartimentos: Alto Xingu, Médio Xingu e Baixo Xingu. No Alto Xingu, seus principais afluentes são o rio Ferro, o Culuene e o Sete de Setembro. Entra no Parque Indígena do Xingu, onde recebe outros importantes afluentes como o Suiá-Miçu, Manissaua-Miçu e Arraias. No Médio Xingu, recebe entre outras, as contribuições do Rio Fresco, no município de São Félix do Xingu, e mais a jusante, do Rio Iriri, o afluente mais importante do Xingu (CPRM, 2017). O ponto analisado situa-se no médio Xingu e apresenta comportamentos diferentes das demais regiões. Os meses de enchente ocorrem entre fevereiro e abril, com cotas máximas em março, coincidindo com a precipitação máxima. O período menos chuvoso ocorre entre os meses de junho e setembro, mesmo período em que ocorre a vazante, com cotas mínimas, em setembro. A Figura 29, mostra uma relação muito forte entre a precipitação e os níveis de água neste rio.



Figura 29 - Cotagrama para o Médio rio Xingu com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

d) Tapajós

Devido sua localização, o rio Tapajós apresenta comportamento similar ao Xingu em termos de variabilidade, apesar dos valores de cotas altimétricas serem menores. Foram escolhidos dois pontos para caracterização do regime hidrológico: um à montante e outro mais à jusante. Analisando as Figuras 30 e 31, nota-se uma suavização do cotagrama da região mais à montante em relação à jusante (Figura 31), associado ao efeito regulador da planície de inundação que existe na região mais à jusante.

No Alto Tapajós (Figura 30), verifica-se que os meses de enchente ocorrem entre janeiro e março, atingindo maiores valores em março. O pico de enchente coincide com mês de maiores totais pluviométricos. A partir do mês de abril o nível deste rio começa a descer, atingindo valores mínimos em setembro, durante a estação menos chuvosa do Leste da Amazônia. Essa região é fortemente influenciada por sistemas de grande escala como Zona de Convergência Intertropical (através das circulações Walker e Hadley), além de sofrer influências dos três oceanos adjacentes, como será discutido neste estudo.

No ponto mais à jusante (Figura 31), situado próximo à foz do rio Amazonas, tem-se uma irregularidade no período de enchente oscilando entre os meses de fevereiro e abril. O pico da vazante ocorre em outubro, 1 a 2 mês após os menores valores de precipitação nesta bacia. Ressalta-se que o pico de enchente em fevereiro não está associado à precipitação, mas à influência do regime do rio Amazonas nessa região, este efeito de barragem hidráulica é largamente observado sobre vários quilômetros nos baixos cursos de todos os afluentes do Rio Solimões-Amazonas (Meade *et al.*, 1991).



Figura 30 - Cotagrama para o Alto rio Tapajós com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.



Figura 31 - Cotagrama para o rio Tapajós com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

e) Rio Madeira

Rio Madeira é o mais importante de todos os tributários da porção Sul da bacia. Nasce nos Andes, atravessa as terras altas do Brasil e finalmente flui na planície Central percorrendo os Estados de Rondônia e do Amazonas. Possui 1.459 km de extensão, a partir da confluência dos seus rios formadores Mamoré e Beni, até a sua foz no Rio Amazonas. O primeiro ponto aqui analisado, situa-se no Alto Madeira (Figura 32). Nas Figuras 32 e 33 são apresentados os hidrogramas com valores médios mensais de cota e precipitação para cada um dos pontos escolhidos nesta bacia.



Figura 32 - Cotagrama para o Alto rio Madeira com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

Observando-se a Figura 32, nota-se que o período de enchente ocorre entre os meses de dezembro e abril, atingindo valores máximos de cota em março. O pico de precipitação ocorre no mês de janeiro, dois meses antes do pico de enchente. Em agosto ocorrem os mínimos de precipitação e os meses de vazante ocorrem entre agosto e setembro, meses em que as cotas atingem valores mínimos. Para a EVC mais à jusante (Figura 33), o período de enchente ocorre entre os meses de março e maio e o pico no mês de abril, quatro meses após os valores máximos de precipitação. O pico de vazante ocorre entre os meses de agosto e setembro.



Figura 33 - Cotagrama para o rio Madeira com cotas altimétricas de 2003-2015 utilizando dados dos satélites ENVISAT e Jason-2. A curva climatológica de precipitação foi calculada utilizando dados do Merge.

5.5.2 Análise da correlação linear entre anomalias de níveis de água obtidos a partir de dados altimétricos e TSM e eventos extremos em locais não monitorados

As observações por satélite têm o potencial de melhorar a exatidão das informações hidrológicas, pois apresentam melhor resolução espacial e temporal de dados, permitindo o monitoramento contínuo dessas regiões. Com os satélites altimétricos é possível determinar os níveis de água com grande precisão em um intervalo regular de tempo. Assim, neste item é analisada a variabilidade dos principais tributários do rio Amazonas (Tabela 14) que não apresentam monitoramento contínuo ou postos de observação hidrometeorológicos *in situ*. Os dados altimétricos foram usados para analisar as correlações com dados de TSM dos oceanos adjacentes, e através de um modelo de regressão múltipla, avaliou-se a possibilidade de previsão dos níveis de água para essas regiões durante o pico de enchente. No total foram escolhidos 4 tributários, sendo 1 tributários do Norte (Japurá) e 3 do sul (Xingu, Tapajós e Purus). A região mais à jusante do rio Madeira não foi incluída nesta análise em virtude das correlações serem fracas, devido ao efeito de barragem hidrelétrica do rio Amazonas.

Rio	EV ENVISAT	EV Jason-2	Distância EVC (km)
Japurá	250_01	102_01	3
Xingu	048_01	050_02	12
Purus	207_01	102_01	3
Tapajós	392_01	152_01	9

Tabela 14 - Rios e Estações virtuais utilizadas no estudo e suas respectivas distâncias.

a) Rio Japurá

Devido a sua localização, este rio possui pouca correlação com os oceanos, dada a influência dos Andes na formação da precipitação. Segundo Espinoza *et al.*, (2009a), foram encontrados valores extremos de precipitação próximo aos Andes Colombianos (5500 mm/ano) e 3000mm nas planícies. Nessa região a cadeia de montanhas favorece o movimento ascendente do ar potencializando a convecção intensa e, portanto, mais precipitação. A análise das relações com os oceanos mostra que para o ATN ocorre correlação negativa, significativa, apenas nos meses de julho e agosto. Para o Pacífico ocorre correlação positiva em abril, maio e agosto. Durante o período considerado no estudo não houve correlação significativa na associação com o ATS (Tabela 15).

Correlação mensal Cotas e TSM - Japurá 11							
	A	ΓN	A	ГS	PA	ЧC	
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test	
Jan	-0,413	-1,503	-0,372	-1,327	0,030	0,099	
fev	-0,245	-0,839	-0,237	-0,810	0,033	0,111	
mar	-0,142	-0,475	-0,266	-0,915	0,020	0,065	
abr	0,187	0,632	-0,020	-0,068	0,483	1,831	
mai	-0,277	-0,957	-0,150	-0,502	0,679	3,066	
jun	-0,365	-1,302	0,086	0,287	0,051	0,168	
jul	-0,563	-2,262	-0,061	-0,201	0,319	1,117	
ago	-0,603	-2,509	-0,296	-1,027	0,612	2,569	
set	-0,319	-1,117	0,110	0,367	0,344	1,213	
out	-0,224	-0,763	-0,082	-0,274	0,138	0,461	
nov	-0,068	-0,226	0,261	0,898	0,236	0,807	
dez	-0,142	-0,475	-0,097	-0,323	0,330	1,158	

Tabela 15 - Correlação mensal entre anomalia	as de cotas altimétricos no rio Japurá, para cada
Oceano considerado no estudo	b. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$.

A análise dos extremos das anomalias de cota em função das condições de aquecimento (PAC+, ATN+, ATS+) ou de resfriamento (PAC-, ATN-, ATS-) dos oceanos Pacífico e Atlântico Equatoriais são mostradas nas Figuras 34a e 34b, em que destacam-se os eventos de 2005, 2010, 2012 e 2014. Considerando primeiramente a seca que atingiu toda a Amazônia em 2005, nota-se que os efeitos do evento do El Niño, naquele mesmo ano, não impactou os níveis das cotas na região (Figura 34a), sendo explicado pelo fato da forte seca de 2005 ter maior influência na porção Sul da Amazônia e intensificada, principalmente, pelo aquecimento do ATN. Já os efeitos da seca de 2010, foram maiores para este rio, e pode ser associada ao aquecimento do Pacífico Equatorial (Figura 34a). Os efeitos dessa seca foram intensificados durante o ano de 2011, por influência das condições anomalamente mais quentes do ATN, que favoreceram a diminuição da precipitação, e consequentemente, dos níveis dos rios. Já no período de fortes anomalias positivas de cota, observadas entre 2014 e 2015 (Figura 34a e 34b), verifica-se que estas anomalias resultaram da conjugação dos impactos associados ao episódio El Niño (PAC+), e ao resfriamento do ATN (ATN-). Percebe-se também, que condições anômalas intensas nos oceanos tendem a intensificar os impactos nas cotas, se ocorrem de maneira combinada. Enquanto anomalias de cotas são mais fracas quando as condições dos oceanos são isoladas e de baixa magnitude.





Figura 34 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no rio Japurá em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5, durante o período de 2003 até 2015.

b) Rio Purus

A EVC analisada situa-se na região mais à jusante, próximo a confluência com o rio Solimões. De acordo com a Tabela 16, este rio apresenta forte correlação com o Pacífico, durante os meses de julho a setembro, período em que as cotas são mínimas. Para o ATN, os valores de correlação são mais fortes nos meses de abril a agosto, correspondendo ao período de vazante. Para o ATS, não há correlação. Isso indica que à medida que o oceano Atlântico Tropical Norte se aquece durante o verão no Hemisfério Norte, os níveis de água neste rio são reduzidos, associado à diminuição no transporte de umidade e precipitação.

A série de anomalias de cotas para as diferentes condições dos oceanos (Figura 35a; 35b), denotam anomalias negativas durante a seca de 2010, com os valores de anomalias inferiores a -3, no início de 2011. Em 2011, os efeitos da diminuição da cota na região foram intensificados, devido a atuação dos oceanos ATN e ATS, período em que ambos encontravam-se anomalamente mais aquecidos (ATN+; ATS+)(Figura 35a). É importante salientar que os resultados encontrados são condizentes com os observados, segundo o Boletim nº 01 de 2011, da CPRM, em janeiro de 2011, nas estações monitoradas em processo de enchente das bacias dos Rios Juruá, Purus, Madeira e Solimões (exceto Tabatinga), os

níveis apresentavam valores inferiores aos registrados (para a mesma data) no ano 2010, bem como em relação aos anos das máximas enchentes.

Ainda nas Figuras 35a e 35b, verifica-se uma relação inversa entre as condições dos oceanos e as anomalias de cota. No período em que ATN encontra-se mais frio (ATN-) e o Pacífico mais quente (PAC+), tem-se anomalias positivas e intensas de cota na região (cheia), conforme mostram os anos de 2014 e 2015. Quando o ATN encontra-se mais quente (ATN+) e o Pacífico mais frio (PAC-), a tendência é que ocorra diminuição na cota, conforme indicado no ano de 2011. Contudo, é necessário dispor de série mais longa de cota para que outros eventos sejam analisados e se tenha maior robustez estatística.

	Correlação mensal Cotas e TSM - Purus 29							
	A	ΓN	ATS		PA	PAC		
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test		
Jan	-0,445	-1,649	0,003	0,009	0,468	1,757		
fev	-0,262	-0,900	-0,070	-0,232	0,362	1,287		
mar	-0,434	-1,599	-0,267	-0,917	0,359	1,277		
abr	-0,553	-2,203	-0,225	-0,765	0,295	1,023		
mai	-0,572	-2,315	0,392	1,412	0,177	0,597		
jun	-0,628	-2,677	0,172	0,579	0,260	0,892		
jul	-0,714	-3,385	-0,115	-0,385	0,573	2,322		
ago	-0,634	-2,716	-0,237	-0,811	0,629	2,683		
set	-0,221	-0,753	-0,128	-0,427	0,681	3,086		
out	-0,118	-0,393	0,101	0,336	0,393	1,418		
nov	-0,308	-1,074	-0,284	-0,981	0,597	2,470		
dez	-0,261	-0,896	-0,273	-0,940	0,063	0,210		

Tabela 16 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados altimétricos no rio Purus, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$.

Durante a cheia de 2009, as anomalias positivas de cota foram bastante significativas, no primeiro semestre de 2009, associadas às anomalias negativas de TSM no Atlântico Tropical Norte (ATN-) (Figura 35b). Essa relação é condizente com os valores mostrados na Tabela 16, com fortes correlações, de abril até agosto, entre as anomalias de cotas do rio Purus e a condição do oceano ATN. Em termos de magnitude das anomalias de cotas, os anos de 2014 e 2015 apresentaram os maiores valores da série associadas às condições anômalas de aquecimento do Pacífico (PAC+) e resfriamento do ATN (ATN-) e ocasionalmente do Atlântico Sul (ATS-), atuando conjuntamente.





Figura 35 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no rio Purus em relação às anomalias de TSM da região Equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5 de 2003 até 2015.

c) Médio Xingu

As anomalias da cota no Médio Xingu apresentam forte correlação negativa nos meses de junho e agosto com a condição do Atlântico Norte e correlação negativa com o Atlântico Tropical Sul durante o trimestre janeiro, fevereiro e março (Tabela 17). É possível observar ainda, que o Alto Xingu encontra-se correlacionado com as condições do ATS em meses opostos aos de correlação com o ATN ou PAC (Tabela 17). Este rio encontra-se mais bem

correlacionado com o oceano Pacífico, apresentando as maiores significâncias estatísticas de todos os rios analisados neste trabalho. Verifica-se correlação positiva com as condições do Pacífico nos meses de junho, agosto, setembro e dezembro.

A análise da variabilidade dos níveis do rio Xingu em função das condições oceânicas é extremamente complexa pelo fato deste rio apresentar correlação com os três oceanos. Em períodos que o ATS encontra-se mais frio (ATS-) e o ATN mais quente (ATN+), a Amazônia tende a enfrentar déficits de chuvas na porção Norte, porém, na porção Sul as precipitações aumentam nessa situação, em virtude do transporte de umidade proveniente do ATS (Espinoza et al., 2009b).

Correlação mensal Cotas e TSM - Xingu 39								
	A	ΓN	ATS		PA	AC		
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test		
Jan	-0,029	-0,097	-0,571	-2,307	-0,345	-1,219		
fev	-0,008	-0,025	-0,656	-2,880	-0,213	-0,722		
mar	-0,042	-0,140	-0,528	-2,064	-0,341	-1,205		
abr	0,214	0,727	-0,163	-0,549	-0,044	-0,145		
mai	-0,456	-1,698	0,418	1,527	0,448	1,661		
jun	-0,565	-2,272	0,157	0,527	0,515	1,995		
jul	0,233	0,796	0,089	0,296	-0,132	-0,441		
ago	-0,586	-2,400	-0,430	-1,579	0,927	8,178		
set	-0,095	-0,316	-0,093	-0,309	0,517	2,002		
out	0,177	0,598	-0,215	-0,729	0,314	1,098		
nov	0,218	0,741	0,117	0,390	-0,313	-1,092		
dez	-0,469	-1,759	0,049	0,163	0,567	2,282		

Tabela 17 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados altimétricos no médio Xingu, para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13:5\%} = 1,796$.

A partir das anomalias de cota mostradas na Figura 36 verifica-se as variações ocorridas no médio Xingu em decorrência das condições de TSM dos oceanos adjacentes. A seca de 2005 afetou boa parte da Amazônia, exceto para essa região. Nota-se que os níveis de água não tiveram uma grande redução para o Xingu. Essas anomalias negativas de cota permaneceram por um tempo bem menor que para o resto da Amazônia. Durante a cheia de 2012, os valores anomalamente positivos de cota foram observados desde o final de 2011 e se estenderam até meados de 2012 (Figura 36b). Entre os meses de junho e julho as anomalias tornaram-se negativas, e a partir de outubro tornam-se positivas novamente. Neste período

ocorreram anomalias positivas e negativas de cota de forma não sistemática. Esse comportamento da cota na região durante 2011 e 2012 esteve associado, também, a uma grande variabilidade das condições do oceano Pacífico Equatorial.

Durante a cheia de 2009, as anomalias negativas de TSM no Atlântico Tropical Norte (ATN-) podem ter sido determinantes para as anomalias positivas de cota nesta região (Figura 36b). Neste mesmo período o ATS e Pacífico encontravam-se aquecidos (ATS+;PAC+) (Figura 36a). No decorrer da seca de 2010, ocorreram anomalias negativas de cotas (Figura 36a e 36b) relacionadas ao aquecimento anômalo do ATN (ATN+) e ATS (ATS+) para este período. Em meados de agosto as anomalias de cota, atingiram valores menores que -1,5, coincidindo com o período que o ATN encontrava-se anomalamente mais quente. Logo o aquecimento do ATN e o episódio de ENOS foram determinantes para esta seca extrema.

Os efeitos da enchente de 2014 foram menores nesta porção da bacia, na Figura 36a, notam-se anomalias positivas persistentes de cotas permanecendo entre 2014 e 2015, que podem ser associadas principalmente ao resfriamento do ATN, ainda em 2014 (Figura 36b). Porém, não foram tão persistentes como nas demais regiões devido, principalmente a maior influência do Pacífico na região.





Figura 36 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no Médio rio Xingu em relação às anomalias de TSM da região equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5 de 2003 até 2015.

d) Alto Tapajós

Para análise da correlação considerou-se apenas a região do Alto Tapajós, em virtude do ponto mais à jusante, próximo ao encontro com rio Amazonas, não apresentar correlações significativas, provavelmente devido à forte interferência da zona de inundação que existe na região. Como esperado, esta região mais à montante, apresenta forte associação com ATN. De acordo com a Tabela 18, ocorrem fortes correlações negativas e significativas (r <- 0,6) entre os meses de maio a agosto com o ATN. Para o ATS, verificou-se valores de r < -0,5 entre os meses de fevereiro e março. Em novembro a correlação também é significativa. Já para o oceano Pacífico, de acordo com o teste de significância empregado, as correlações são mais fracas. De modo geral, este rio encontra-se mais bem correlacionado com o ATN.

Analisando a Figura 37, observa-se que as anomalias negativas de cotas em 2005 foram bastantes significativas, associadas ao aquecimento do ATN e Pacífico Equatorial (Figura 37a), no período em que o ATS encontrava-se mais frio (Figura 37b).
Correlação mensal Cotas e TSM - Tapajós 37									
	A	ΓN	A	ГS	PAC				
Mês	r	t-test	r	t-test	r	t-test			
Jan	-0,035	-0,116	-0,260	-0,894	-0,210	-0,712			
fev	-0,132	-0,443	-0,513	-1,982	-0,400	-1,446			
mar	-0,320	-1,122	-0,581	-2,367	-0,471	-1,769			
abr	-0,122	-0,409	0,066	0,219	-0,088	-0,291			
mai	-0,514	-1,987	0,390	1,404	0,379	1,357			
jun	-0,650	-2,837	0,367	1,307	0,439	1,621			
jul	-0,744	-3,694	-0,106	-0,352	0,471	1,769			
ago	-0,589	-2,418	-0,354	-1,255	0,466	1,747			
set	-0,261	-0,898	-0,445	-1,649	0,449	1,666			
out	0,056	0,187	-0,279	-0,963	0,404	1,465			
nov	-0,360	-1,278	-0,462	-1,728	0,008	0,025			
dez	-0,075	-0,248	-0,440	-1,625	-0,497	-1,899			

Tabela 18 - Correlação mensal entre anomalias de cotas de dados altimétricos no rio Tapajós,
para cada Oceano considerado no estudo. Valor crítico de $t_{13;5\%} = 1,796$.

Ao longo da seca de 2010, as anomalias tornaram-se negativas a partir do mês de março de 2010, persistindo até meados de setembro de 2011, no Alto Tapajós (Figura 37a e 37b). Vale destacar que o Alto Tapajós encontra-se correlacionado negativamente com o ATN entre os meses de maio a agosto, período em que se obteve as menores anomalias negativas (Figura 37a). Logo, apesar de nesse período o Pacífico apresentar condições mais frias (figura 37b), a inexistência de correlação entre o Alto Tapajós e o Pacífico (Tabela 18), pode explicar os baixos níveis de água na região, ao passo que que o ATN, encontrava-se mais aquecido.

Na cheia de 2012, as anomalias de cota atingiram valores máximos de 1,6 em março de 2012, período em que o Pacífico Equatorial encontrava-se mais frio (Figura 37b). Já durante a cheia de 2014, nota-se que as anomalias positivas foram maiores e mais persistentes para esta região do rio Tapajós, relacionadas ao resfriamento do ATN (Figura 37b). Evidencia-se que as anomalias positivas de cota iniciaram-se, ainda, em outubro de 2013, atingindo valores máximos de toda a série história em 2013, período em que o ATS e Pacífico encontravam-se anomalamente mais frio.





Figura 37 - Anomalias de níveis de água com dados altimétricos no rio Tapajós em relação às anomalias de TSM da região equatorial do Atlântico Norte, Atlântico Sul e Pacífico para valores a) > 0,5 e b) < -0,5 de 2003 até 2015.

5.5.3 Relação entre cotas máximas e condições dos oceanos

A relação entre as variações de cota e de TSM mudam com a época do ano em grande parte das sub-bacias. Para avaliar a dependência da cota de enchente com as condições dos oceanos de meses anteriores foram determinadas as correlações múltiplas entre os dados de anomalia de cotas mensais e TSM dos oceanos, com o objetivo de verificar as áreas de TSM influenciadoras nas anomalias de cotas máximas. Assim, a cota máxima do rio Japurá, em junho de 2016, foi calculada a partir das anomalias de cota de maio e TSM dos meses de abril de todos os anos. O critério de seleção para as variáveis independentes consistiu na escolha dos meses que apresentavam as maiores correlações entre anomalias de TSM e cotas nos rios selecionados.

Os modelos de regressão construídos e as variáveis independentes identificadas são listadas na Tabela 19. Esses modelos foram construídos apenas com a anomalia de TSM dos oceanos. O modelo de regressão elaborado para a determinação da anomalia de cota para o mês em que ocorre o pico de enchente, com defasagem temporal em relação à TSM pode ser escrito da seguinte forma:

Anomalia de cota simulada = intercepto + (coeficiente angular¹) * anomalia de TSM ¹ + (coeficiente angular²)*anomalia de TSM ²

De acordo com a Tabela 19, os modelos de regressão apresentaram um ajuste linear elevado, com valores do coeficiente de determinação superiores a 70%, apresentando valores de significância estatística bastante expressivos (< 0,05). O melhor ajuste linear do modelo de regressão das anomalias de cotas foi para o médio Xingu, em que o mesmo apresentou R^2 = 0,84, cujas variáveis independentes, selecionadas para este modelo de previsão, conseguem prever mais de 80% a variância da anomalia de cota para o mês de cheia.

Na Figura 38 são apresentadas as anomalias observadas e derivadas das anomalias de TSM para as cinco sub-bacias. Essas anomalias de cotas derivadas são condizentes com as anomalias de cota observadas em 2016, com exceção do rio Purus que apresentou anomalia de cota máxima inferior a média climatológica, em 2016, enquanto a regressão determinou variação positiva de anomalia. Segundo a CPRM (Boletim nº 12 – 01/04/2016), as duas estações monitoradas, uma situada em Boca do Acre e outra no rio Branco, encontravam-se finalizando período de cheia, com os níveis registrados desde o início do processo abaixo da média, coincidindo com a anomalia altimétrica calculada para o mês de abril, de 2016. Em virtude das fortes correlações que existem entre o oceano Pacífico com o rio Purus, esses valores de cotas abaixo da média podem ser explicados em função do episódio de El Niño que ocorreu no Pacífico e persistiu de outubro de 2014, até junho de 2016 (CPC- NOAA, 2017). Provavelmente essas anomalias positivas de TSM na região Equatorial do Pacífico foram determinantes para que ocorresse cotas abaixo da média, mesmo durante o pico de enchente deste rio, em abril de 2016.

Tabela 19 - Modelos de regressão linear elaborados para previsão de anomalias de cota altimétricas durante o pico de enchente em bacias não monitoradas, utilizando dados de 2003 a 2015, considerando a influência das variáveis oceânicas do Pacífico e Atlântico, incluindo testes de significância do modelo de regressão múltipla.

Rio	Variável	Variáveis	Cota	2		F de	
	dependente	independentes	máxima	\mathbf{R}^2	F	significação	
	1	I				(valor-P)	
Ianurá		PAC _{abril} ,	Junho	0.002	9,097	0,005	
Japura	ALI maio	ATN _{abril}	Junio	0,803			
Purus	Alt	PAC _{abril} ,	Abril	0,718	5,309	0,027	
(jusante)	Altabril	ATN _{abril}	Aom				
Purus	A 1+	ATN _{fevereiro} ,	Abril	0,762	6,929	0,013	
(jusante)	Antmarço	PAC _{março}	Aom				
Médio	ALT.	ATS _{março} ,	Marao	0,844	12,407	0,002	
Xingu	AL1 fev	PAC _{dez}	Março				
Alto	۸1+	ATS _{março} ,	Marao	0,750	6,430	0,016	
Tapajós	Antmarço	PAC _{fev}	wiaiço				



Figura 38 - Anomalias previstas e calculadas a partir de dados Altimétricos.

A Figura 38 denota que o modelo de regressão superestimou a anomalia de cota máxima para o rio Japurá. Dentre os quatro rio analisados o rio Japurá foi o único a apresentar anomalias positivas durante o pico de enchente. Isso se deve aos totais pluviométricos, naquela região, terem sido elevados em 2016. Pelos mesmos motivos citados anteriormente, o

valor de anomalia altimétrica para o mês de junho de 2016, foi inferior ao previsto pelo modelo, em virtude do aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial nesse período. Vale lembrar que para esta região do Japurá, a estação fluviométrica mais próxima do ponto analisado se encontra a 515 km de distância, nos impedindo de fazer uma possível comparação de dados. Nas previsões para período de enchente, para o mês de março de 2016, no médio Xingu e Alto tapajós, observa-se comportamentos bastantes similares, inclusive em termos de magnitude das anomalias. Apesar das fortes correlações destes rio com o ATS, o que determinou essas anomalias negativas foram as anomalias positivas no Pacífico em dezembro de 2015, no médio Xingu e fevereiro de 2016, para o Alto Tapajós.

6 CONCLUSÕES

Esta pesquisa teve por objetivo conhecer as associações entre a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico e as variações das cotas estimadas a partir da técnica de altimetria espacial, em diversos rios da Amazônia.

Os dados altimétricos representam bem as variações observadas nos rios analisados tanto em magnitude como na sua sazonalidade, com dois períodos hidrológicos definidos ao longo do ano e ascensões e recessões assimétricas. Os estudos de validação indicam que os dados altimétricos são uma ótima alternativa para regiões de difícil acesso, ou com problemas na qualidade dos dados, fato muito comum em diversas áreas da Amazônia. As séries que apresentaram menores valores de correlação ou testes estatísticos não significativos durante a validação, são as que possuem poucos dados *in situ* ou apresentaram grandes lacunas nos registros, dificultando a validação. Ao longo da bacia essa situação se repetiu, sugerindo que a realização de estudos hidroclimátologicos, com dados *in situ*, na região Amazônica, ainda é um desafio, devido, principalmente, à grande interrupção nos registros.

A análise das correlações e testes de significância de anomalias de níveis de água e precipitação nos rios Amazonas-Peru, Solimões, Jutaí, Negro e Madeira, mostrou valores de correlação mais significativos para os dados altimétricos, devido a sua melhor qualidade quando comparados com dados *in situ*. A região do Alto Madeira foi a que apresentou as correlações mais significativas com a precipitação (t > 5,0), indicando que as variações dos níveis de água, nessa região, estão mais associadas a variabilidade da precipitação. A cheia de 2014 na região foi associada a anomalias de precipitação 80%-100% acima do normal, que ocorreram entre dezembro 2013 e janeiro de 2014.

As análises da correlação linear entre as anomalias mensais de cota e de TSM da região equatorial do Pacífico (Niño 3.4), ATN e ATS, considerando a série completa (156 meses, de 2003 até 2015) mostraram que o ATN é mais bem correlacionado negativamente com as cotas de todos os rios estudados, enquanto para o Pacífico as correlações obtidas foram positivas. Apenas para a região do Alto rio Negro não ocorreu correlação significativa com o ATN. No entanto, o Negro foi o único rio que apresentou correlação negativa com o Pacífico. Os valores de correlação e significância foram extremamente aproximados dos dados *in situ*, exceto para as réguas que apresentavam falhas nos registros.

Para entender de forma mais clara como as anomalias de TSM influenciam o regime hidrológico ao longo desses rios, verificou-se os valores de correlação mensais, entre as anomalias de TSM e de níveis de água, constatando-se que:

- Os rios Amazonas-Peru, Jutaí e Solimões apresentam correlação negativa com o ATN nos meses de enchente e início da vazante e positiva com o PAC nos meses de vazante;
- O rio Negro possui correlação negativa com o ATN no pico de enchente e negativa com o PAC no inicio da enchente;
- No rio Madeira foram encontrados valores de correlação negativa com o ATN a maior parte do ano;
- O rio Tapajós apresenta correlação negativa com o ATN no na vazante e negativa com o ATS no pico da enchente;
- O rio Xingu possui correlação negativa com o ATS nos meses de enchente (JFM) e positiva com o PAC no pico da vazante. Já nos meses de vazante ocorre correlação negativa com ATN.

De modo geral, as correlações negativas são mais fortes com o ATN, sendo determinante indireto, nos meses de vazante dos rios da porção Leste/Sul da Amazônia, uma vez que uma série de fatores estão envolvidos na redução do transporte de umidade. O médio Xingu foi o que apresentou resultados mais diferenciados em relação aos demais rios analisados, devido a sua forte correlação com os três oceanos – negativa com o ATS e ATN e positiva com o Pacífico. Nota-se que para a maioria dos rios há uma forte correlação negativa nos meses de inverno, verão no HN, com o enfraquecimento dos alísios e da alta subtropical do ATN contribui para diminuição de disponibilidade de umidade na região. Além disso, nesse período os mecanismos locais que geram convecção na Amazônia são reduzidos. Outro fator que determina a diminuição dos níveis dos rios pela redução da precipitação é o deslocamento da ZCIT para Norte, posicionando o ramo descendente da célula de Hadley sobre a Amazônia.

O rio Japurá, apresentou pouca correlação com os oceanos adjacentes, exceto para o Pacífico Equatorial. As variações dos níveis de água estão relacionadas, na maior parte do tempo, com a precipitação orográfica que ocorre na região. Os valores de correlação positivos com o Pacífico foram significativos para o meses que antecedem o pico de cheia, na cota máxima. O maior episódio de cheia neste rio ocorreu em 2014, quando as anomalias de cota

permaneceram com valores acima do normal até 2015, coincidindo com o resfriamento anômalo das águas do ATN, que favoreciam o transporte de umidade para a região.

Com a identificação de áreas oceânicas potenciais que influenciam as anomalias de cotas, foi elaborado um modelo baseado em regressão linear múltipla para previsão de anomalias durante o pico de cheia em rios não monitorados. Todos os modelos foram construídos apenas com variáveis oceânicas, sem considerar a precipitação local, apresentando um ajuste linear elevado, principalmente para os rios Japurá e médio Xingu, com valores do coeficiente de determinação superiores a 80%.

Ressalta-se que, um estudo mais detalhado da relação entre ciclos mensais e sazonais de resposta hidrológica com a variabilidade climática dos oceanos deveria ser explorado, bem como avaliar se há outros tipos de correlações (interanuais, anuais ou sazonais). Assim, sugere-se para trabalhos futuros a utilização dos dados altimétricos em toda a bacia Amazônica, dada a sua grande resolução espacial. A contribuição de outros índices climáticos também pode ser avaliada.

7 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

Ana – Agência Nacional de águas. Rede hidrometeorológica Amazônia. Disponível em: http://www.ana.gov.br/.GestaoRecHidricos/InfoHidrologicas/hidrometeorologia/rh_mazonica /Rede_Hidrometeorologica_Amazonica.asp. Acesso em 29/03/2017.

Andreoli, R.V.; Kayano, M.T. Enso-Related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes, International Journal of Climatology. Internacional Journal Climatology, 25: p. 2017–2030, 2005.

Alsdorf, D. E., Rodriguez, E., Lettenmaier, D. P.: Measuring surface water from space, Rev. Geophys., 45, RG2002, doi: 10.1029/2006RG000197, 2007.

Becker, M.; Silva , J. S.; Calmant, S.; Robinet, V.; Linguet , L.; Seyler, F. Water Level Fluctuations in the Congo Basin Derived from ENVISAT Satellite Altimetry. Remote Sens. 6, 9340-9358; doi:10.3390/rs6109340, 2014.

Barry, R. G; Chorley, R. J. Atmosfera, Tempo e Clima. Cap. 7: Movimentos em escala planetária na atmosfera e no oceano. Bookman, 2013.

Berry, P.A.M.; Garlick, J.D.; Freeman, J.A.; MATHERS, E.L. Global inland water monitoring from multi-mission altimetry. Geophysical Research Letters, 32, L16401.doi:10.1029/2005GL022814, 2005.

Calmant, S. ; Seyler, F. Continental surface water from satellite altimetry. Comptes Rendus Geoscience, 338, pp. 1113–1122, 2006.

Calmant, S., Seyler, F., Cretaux, J-F. Monitoring Continental Surface Waters by Satellite Altimetry. Survey in Geophysics 29(4-5):1573-0956. doi: 10.1007/10712-008-9051-1, 2008.

Carpio, J. M.; Espinoza, J. C.; Vauchel, P.; Ronchail, J.; Caloir, B. G.; Guyot; J.; Noriega, L. Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends, Hydrological Sciences Journal, DOI: 10.1080/02626667.2016.1267861, (2017).

Cavalcanti, F. A.; Silveira V. P. Secas na Amazônia: Causas e consequências. Cap.5: Influência das TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico nos eventos de Seca. Oficina de Textos, 2013. Coelho, C. A. S.; Cavalcanti, I. F. A; Ito, E. R.; Luz, G.; Santos, A. F.; Nobre, C. A.; Marengo, J. A.; Pezza, A. B. Secas na Amazônia: Causas e consequências. Cap.6: As secas de 1998, 2005 e 2010 - Análise climatológica. Oficina de Textos, 2013.

Costa, M. H.; Coe, M. T.; Guyot, J. L. Effects of Climatic Variability and Deforestation on Surface Water Regimes. Amazonia and Global Change, 2008.

Costa Neto, P. L. Estatística. 2ª edição, São Paulo: Edgard Blucher, 2011. 264p.

Crétaux, J. F.; Birkett, C. Lake studies from satellite radar altimetry. Comptes Rendus Geoscience, v.338, n. 14-15, p. 1098-1112. doi: 10.1016/j.crte.2006.08.002, 2006.

CPTEC. El Niño e La Niña - CPTEC/INPE. Disponível em > http://enos.cptec.inpe.br/. Acesso em: 29/03/2017.

CPRM – SACE (Sistema de alertas de eventos críticos). Bacia do Rio Amazonas, Previsão e alerta de cheias em Manaus. Relatório da cheia de 2013. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/sace/rehi/manaus/rel_final_2013.pdf. Acesso em 01/08/2017.

CPRM – SACE (Sistema de alertas de eventos críticos). Bacia do Rio Amazonas, Monitoramento Amazônia Ocidental:

_____(boletim N° 03/2015). Disponível em: http://www.cprm.gov.br/sace/rehi/manaus/alerta03_2015.pdf. Acesso em: 20/03/2017.

_____(boletim N°. 04 – 30/01/2015). Disponível em: http://www.cprm.gov.br/sace/rehi/manaus/alerta04_2015.pdf. Acesso em: 20/03/2017.

_____(boletim N°. 37 – 02/10/2015. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/sace/rehi/manaus/alerta37_2015.pdf . Acesso em: 20/03/2017.

_____(Boletim n° 01 de 2011 - 14/01/2011). Disponível em: http://www.cprm.gov.br/sace/rehi/manaus/alerta1_11.pdf. Acesso em: 20/03/2017.

_____(boletim n° 12 – 01/04/2016). Disponível em: http://www.cprm.gov.br/sace/boletins/Amazonas/20160401_20-20160401%20-%20201354.pdf. Acesso em: 20/03/2017.

CPRM SACE (Sistema de alertas de eventos críticos). Bacia do rio Xingu – Características. Disponível em:

118

http://www.cprm.gov.br/sace/index_bacias_monitoradas.php?getbacia=bamazonasAnteriores #. Acesso em: 18/01/2017.

De Souza, E.B.; Nobre, P. Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

ESRI. ArcMap Desktop: Release 10.1. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute, 2012.

Espinoza, J. C., H. Segura, J. Ronchail, G. Drapeau, and O. Gutierrez-Cori. Evolution of wetday and dry-day frequency in the western Amazon basin: Relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation, Water Resour. Res., 52, 8546–8560, doi:10.1002/2016WR019305, 2016.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, W. Lavado, G. Drapeau, and R. Pombosa. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought, Geophys. Res. Lett., 38, L13406, doi:10.1029/2011GL047862, 2011.

Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R. and Vauchel, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). Int. J. Climatol., 29: 1574–1594. doi:10.1002/joc.1791, 2009a.

Espinoza JC., Guyot J.L, Ronchail J., Cocheneau G., Filizola N., Fraizy P., Labat D., de Oliveira E., Ordoñez, J.J. and Vauchel P. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon Basin. Journal of Hydrology, 375, 297-311, 2009b.

Espinoza JC. Marengo JA. Ronchail J. Molina J., Noriega L., Guyot JL. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: The role of tropical-subtropical south Atlantic SST gradient. Environm. Res. Lett. 9 124007 doi:10.1088/1748-9326/9/12/124007, 2014.

Filizola, N.; Guyot, J.L.; Molinier, M.; Guimarães, V.; E. Oliveira & M.A. Freitas. Caracterização Hidrológica da Bacia Amazônica, p. 35-53. Amazônia: Uma Perspectiva Interdisciplinar. Manaus, Editora da Universidade do Amazonas, 270p, 2002. Fisch, G., Marengo, J. A., and Nobre, C.: O clima da Amazônia – uma revisão, Acta Amazonica, 28, 101–126, 1998.

Florenzano, T. G. Imagens de satélite para estudos ambientais. São Paulo, Oficina de textos, 2002.

Frappart, F., F. Papa, J. S. Famiglietti, C. Prigent, W. B. Rossow, and F. Seyler. Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin, J. Geophys. Res., 113, D21104, doi:10.1029/2007JD009438, 2008.

Frappart, F., F. Papa, J. Santos da Silva, G. Ramillien, C. Prigent, F. Seyler, and S. Calmant: Surface freshwater storage and dynamics JUNE 2013 E S P I N O Z A E T A L . 1007 in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought. Environ. Res. Lett., 7, 044010, doi:10.1088/1748-9326/7/4/044010, 2012.

Foley J,A., Botta A, Coe MT, Costa, M. H. El Niño-Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. Global Biogeochemical Cycles 16 (4): Art. No. 1132. 22, 2002.

Fu, L.-L.; Cazenave A. Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications. Academic Press, San Diego, 463 pp, 2001.

Google. Google Earth. Versão 7.1.8.3036 (32 bits), 01/17/2017. Google Inc. Disponível em: http://www.google.com.br/intl/pt-BR/earth/. Acesso em: 17/01/2017, 2017.

Guyot, J.L., Callède, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Guimaraes, V., Kosuth, P., Molinier, M., De Oliveira, E., Seyler, F., Seyler, P.: Caractéristiques hydrologiques du bassin amazonien. In: International Symposium on hydrological and geochemical processes in large scale river basins, Manaus, AM: Brazil, 1999.

GrADS. Grid Analysis and Display System: Release 2.0.2. Fairfax, VA: George Mason University. Disponível em: http://cola.gmu.edu/grads/ Acesso em: 18/01/2016, 2016.

Hallak, R., Pereira Filho, A.J. Metodologia para Análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na Região Metropolitana de São Paulo com o Modelo ARPS: Sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. Rev. Bras. Meteorol. 26 (4), 591–608, 2011.

IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policy Makers Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Disponível em:http://ipccwg1. ucar.edu/wg1/wg1-report.html. Acesso em 08 de janeiro de 2016.

Leon, J.G.; Calmant, S.; Seyler, F.; Bonnet, M.P.; Cauhopé, M. Rating curves and average water depth estimation at the upper Rio Negro from altimetric spatial data and calculated remote discharges. Journal of Hydrology 328:481-496, 2006.

Limberger, L. Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976 - 2010. 2015. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. doi:10.11606/T.8.2015.tde-15122015-140500, 2015.

MMA - Caderno da Região Hidrográfica Amazônica. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos, 2006. 124 p.

Meade, R. H. *et al.* Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil. Environmenal Geology and Water Sciences, v. 18, n. 2, p. 105-114, 1991.

Marengo, J. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin, Theo. Appl. Climatol., 78, 79-96, 2004.

Marengo, J. A.; Nobre, A. C. Tempo e Clima no Brasil. Cap 13: Clima da região Amazônica. Oficina de Textos, 2009.

Marengo, J. A. e Espinoza, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. Int. J. Climatol., 36: 1033–1050. doi:10.1002/joc.4420, 2016.

Marengo, J., A.; Nobre, C. A.; Tomasella, J.; Oyama, M.; Sampaio, G.; Oliveira, R.; Camargo, H.; Muniz, L. M.; Brown, I. F. The Drought of Amazonia in 2005, J. Clim., 21, 495-516, 2008.

Marengo, J.A.; Tomasella, J.; Soares, W.R.; Alves, L.M.; Nobre, C.A. Extreme climatic events in the Amazon basin. Theoretical and Applied Climatology **JCR**, v. 107, p. 73-85, 2012.

Marengo, J., J. Tomasella, C. Uvo Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwest Peru, J. Geophys. Res., 103, 1775-1783, 1998.

Mercier, F. Altimétrie spatiale sur les eaux continentales: apport des missions TOPEX/POSEIDON et ERS-1&2 a l'étude des lacs, mers intérieures et bassins fluviaux., Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, 2001.

EXCEL, Microsoft Excel, MSO (16.0.8067.2115) 32 bits. Redmond, WA: Microsoft Corporation, 2016.

Molion LCB. Amazonian rainfall and its variability. In: Hydrology and water Management in the Humid Tropics. Cambridge University Press: Cambridge; 99–111, 1993.

Molinier, M.; Guyot, J. L.; Oliveira, E. ;Guimarâes, V. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris mai 1995) IAHS Publ. no. 238, 1996.

Neto, A.R. Simulação hidrológica na Amazônia: Rio Madeira. Rio de Janeiro: UFRJ. 178p. Tese de Doutorado, 2006.

Naghettini, M.; Pinto, É. J. A. Hidrologia estatística. Capítulo 9: Correlação e Regressão. CPRM, 2007.

Noaa - National Oceanic & Amospheric Administration. Multivariate ENSO Index (MEI). Disponível em: http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/. Acesso em 20 de Abril de 2016.

Nobre, C. A. ; Obregón, G. O.; Marengo, J. A. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. Amazonia and Global Change, 2008.

Nobre P. Variabilidade interanual do Atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. Climanálise - Edição Comemorativa, 1996.

Obregón, G. O. Secas na Amazônia: Causas e consequências. Anexo: O clima da Amazônia: suas principais características. Oficina de Textos, 2013.

Obregón, G. O.; C. A. Nobre. Hydrologic variability over the Amazon basin and its relationship with ENOS and NAO, paper presented at. Conference of CLIVAR 2004, Baltimore, USA, June, 2004.

Oliveira, G. S., El Niño / La Niña, INPE, 2005.

Oliveira, G. S. O El Niño e Você: O Fenômeno Climático. Transtec editorial, 1999.

Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D., Cazenave, A. "Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satEllite altimetry. Aplication to the Amazon Basin". C. R. Acad. Sci. Series IIA Earth and Planetary Science, 333 (10), 663-643, 2001.

Paiva, R. C. D., Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias: Estudo de caso na bacia do rio Solimões. 2009. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Financiadora de Estudos e Projetos. Pg. 182.

Paiva, R. C. D., D. C. Buarque, W. Collischonn, M.-P. Bonnet, F. Frappart, S. Calmant, *and* C. A. B. Mendes. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, Water Resour. Res., 49, 1226–1243, doi:10.1002/wrcr.20067, 2013.

Papa, F., F. Frappart, A. Güntner, C. Prigent, F. Aires, A. C. V. Getirana, and R. Maurer: Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993–2007. J. Geophys. Res. Atmos., 118, 11 951–11 965, doi:10.1002/2013JD020500, 2013.

Paris, A., de Paiva, R. D., Santos da Silva, J., Medeiros Moreira, D., Calmant, S., Garambois, P.-A., Collischonn, W., Bonnet, M.-P. and Seyler, F. Stage-discharge rating curves based on satellite altimetry and modeled discharge in the Amazon Basin. Water Resour. Res.. Accepted Author Manuscript. doi:10.1002/2014WR016618, 2016.

Ronchail, J.; Cochonneau, G.; Molinier, M.; Guyot, J. L.; Goretti, A.; Guimarães, V.; Oliveira, E. Interannual rainfall variability in the Amazon Basil and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic oceans. Int. J. Climatology, v. 22, p. 1663-1686, 2002.

Ronchail J., Labat D., Callède J., Cochonneau G., Guyot J.L., Filizola N., Oliveira E. Discharge variability within the Amazon basin. Regional Hydrological Impacts of Climatic Changes – Hydroclimatic Variability, IAHS Publ. 296 : 21-30, 2005.

Roux, E.; Cauhopé, M.; Bonnet, M.-P.; Calmant, S.; Vauchel, P.; Seyler, F. Daily water stage estimated from satellite altimetric data for large river basin monitoring. Hydrological Sciences Journal, 53, pp. 81–99, 2008.

Rogerson, P.A. Métodos estatísticos para Geografia: um guia para o estudante. 3ªed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

Rozante, J. R.; Moreira, D. S.; Gonçales, L. G. G.; Vila, D. A. Combining TRMM and Surface Observation Precipitation: Technique and Validation Over South American. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, v.1, 2009.

Satyamurty, P.; da Costa, C.P.W.; Manzi, A.O. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. Theoretical and Applied Climatology, v.111, n.1-2, p.195-209,2013.

Schöngart, J., and W.J. Junk. Forecasting the flood-pulse in Central Amazonia by ENSOindices, J. Hydrol., 335, 124-132, 2007doi.10.1016/j.jhydrol. 11.005, 2006.

Seyler, F.; Calmant, S.; Silva, J.S.; Filizola, N.; Roux, E.; Cochonneau, G.; Vauchel, P.; Bonnet, M-P. Monitoring water level in large trans-boundary ungauged basins with altimetry: the example of ENVISAT over the Amazon basin. Journal of Applied Remote Sensing7150:715017, doi:10.1117/12.813258, 2008.

Silva, A. E. P., Angelis, C. F., Machado, L. A. T., Waichaman, A. V. Influência da precipitação na qualidade da água do Rio Purus. Acta amazônica v. 38, n. 4. p.733-742, 2008.

Silva, J. S. Altimetria Espacial em Zonas Úmidas da Bacia Amazônica – Aplicações Hidrológicas. Saarbrücken (GE): Édition Universitaires Européennes, 2010. 350 p.

Silva, J. S.; Calmant, S.; Seyler, F. Secas na Amazônia: Causas e consequências. Cap 14: Variabilidade espacial do nível d'água na bacia Amazônica durante eventos extremos. Oficina de Textos, 2013.

Silva, J, S.; Calmant, S.; Seyler, F.; Rotunno Filho, O.C.; Cochonneau, G.; Mansur, W.J. Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. Remote Sensing of Environment, 114, pp. 2160–2181, 2010.

Silva, J. S.; Calmant, S.; Seyler, F.; Moreira D. M., Oliveira D. Radar Altimetry Aids Managing Gauge Networks. Water Resources Management, v. 28, n. 3, pp. 587-603. doi: 10.1007/s11269-013-0484-z, 2014.

Tomasella, J., Borma, L. S., Marengo, J. A., Rodriguez, D. A., Cuartas, L. A., A. Nobre, C. and Prado, M. C. R. The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. Hydrol. Process., 25: 1228–1242. doi:10.1002/hyp.7889, 2011.

Yoon, J.-H., and N. Zeng . An Atlantic influence on Amazon rainfall, Clim. Dyn., 34, 249–264, doi:10.1007/s00382-009-0551-6. 2010.

Walker, G. T.; Bliss, E. W. World Weather V. Memoirs of the Royal Meteorological Society,v. 4, n. 36, 1932. Disponível em: http://www.rmets.org/publications/classic-papers. Acessoem 17 de abril de 2016.

Wehr, T.; Attema, E. Geophysical validation of Envisat data products. Advances in space research, v. 28, n.1, p83-91. doi: 10.1016/S0273-1177(01)00297-6, 2001.

Wingham, D.J., Rapley, C.G. e Griffiths, H. New techniques in satellite altimeter tracking systems. In Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '86) on Remote Sensing: Today's Solution for Tomorrow's Information Needs (ESA SP–254), 8–11 September 1986, T.D. Guyenne (Ed.), Zürich, Switzerland (Zürich: ESA Publication Division), pp. 1339–1344, 1986.

Vila, D. A., Goncalves, L. G. G., Toll, D. L., & Rozante, J. R. Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America. Journal of Hydrometeorology, v. 10, p. 533-543, 2009.

Zelli, C. ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter: Instrument desgn and pre-launch performance assessment review. Acta Astronautica, v.44, p.323-333,1999. doi:10.1016/S0094-5765(99)00063-6.

Wilks, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2nd ed. London: Academic Press. 627 p. (International Geophysics Series), 2006.

Apêndice 1: Estações virtuais compostas e fluviométricas ao longo da bacia.

Tabela 20 - Estatística das comparações entre dados de estações fluviométricas e de Altimetria espacial na bacia Amazônia e suas respectivas descrições. As EVC destacadas foram utilizadas neste estudo.

Ponto	Rio	Código	Total de	Traço	Traço	Distância	Distância	Correlação	RMSE	Erro médio
interpolado		da ANA	meses	envisat	JASON	aproximada	entre ponto	linear		(bias)
			faltantes			entre EVC	interpolado			
			(2003-			(km)	e régua			
			2015)				(km)			
08	Juruá	12520000	20	708	23	3	20	0,302877	1,165	0,938
09	Içá	11444900	2	708	102	3	135	0,673983	0,809	0,606
11	Japurá	12850000	0	250	102	3	515	0,500723	0,999	0,801
12	Amazonas-	10100000	2	751	102	3	29	0,922331	0,395	0,274
	Peru									
13	Juruá	12680000	36	293	89	3	22	0,419379	1,092	0,866
16	purus	13410000	21	207	102	3	30	0,349822	1,056	0,755
17	Negro	14420000	0	364	165	3	20	0,768834	0,680	0,481
18	Madeira	15320002	12	278	241	3	47	0,820567	0,594	0,415
19	Aripuana	15750000	2	936	139	3	77	0,324102	1,163	0,863
20	Teles -	17380000	19	764	215	3	62	0,065464	1,374	1,074
	pires									
21	Iriri	18700000	94	134	50	3	112	0,623625	0,829	0,637
23	Solimões	12351000	3	951	165	3	73	0,901408	0,446	0,318
26	Jutaí	12240000	3	994	178	4	22	0,941914	0,341	0,257

28	Guaporé	15130000	7	478	254	4	4	0,210651	7,994	1,123
29	Purus	13910000	99	736	241	4	30	0,621115	0,879	0,658
30	Negro	14840000	0	235	241	4	60	0,957842	0,290	0,198
31	Trombetas	16590000	55	392	228	4	12	0,35582	1,083	0,877
32	Madeira	15850000	55	564	63	4	38	0,583204	0,897	0,669
33	Amazonas	16350002	0	435	139	15	15	0,378883	1,115	0,884
35	Solimoes	13155000	28	650	76	10	40	0,914213	0,410	0,297
36	tapajós	17730000	10	893	228	22	24	0,178293	1,276	1,028
37	Tapajós	17500000	48	392	152	9,2	50	0,749498	0,723	0,524
39	Xingu	18460000	36	48	50	12	35	0,564073	0,951	0,665
40	Negro	14110000	0	493	89	13,6	40	0,932348	0,368	0,253
45	Madeira		12					0,920413	0,400	0,299