

PATRÍCIA PORTA NOVA DA CRUZ

**USO DO SENSORIAMENTO REMOTO RADIOMÉTRICO PARA A
ESTIMATIVA DA LARGURA DO RIO NA BACIA DO ARAGUAIA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2014

Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa

T

Cruz, Patrícia Porta Nova da, 1983-
C957u Uso do sensoriamento remoto radiométrico para a
2014 estimativa da largura do rio na Bacia do Araguaia / Patrícia Porta
Nova da Cruz. – Viçosa, MG, 2014.
xv, 75f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Marcos Heil Costa.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.
Referências bibliográficas: f.69-75.

1. Levantamento hidrográfico - Araguaia, Bacia, Rio.
2. Sensoriamento remoto. 3. Largura de rede hidrográfica.
I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia
Agrícola. Programa de Pós-graduação em Meteorologia
Agrícola. II. Título.


CDD 22. ed. 551.4

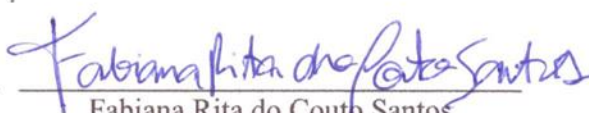
PATRÍCIA PORTA NOVA DA CRUZ

**USO DO SENSORIAMENTO REMOTO RADIOMÉTRICO PARA A
ESTIMATIVA DA LARGURA DO RIO NA BACIA DO ARAGUAIA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 30 de julho de 2014.


Paulo Afonso Fischer Kuhn


Fabiana Rita do Couto Santos


Flávio Barbosa Justino


Fernando Falco Pruski


Marcos Heil Costa
(Orientador)

Aos meus pais Sidinei Mendes da Cruz (In memoriam) e
Maria de Fátima Porta Nova da Cruz.
Às minhas irmãs Fábria Simone Porta Nova da Cruz e
Eliane Porta Nova da Cruz.

*“Se queremos progredir, não devemos
repetir a história, mas fazer uma história
nova.”*

Mahatma Gandhi

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais, irmãs, avôs, cunhado, sobrinha e afilhado por serem o alicerce na busca dos meus sonhos e realizações. Por fazerem parte do que sou hoje.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marcos Heil Costa, pela orientação, incentivo e sugestões, no desenvolvimento desta pesquisa e por ser meu exemplo de dedicação à pesquisa e a docência.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudo que, possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Fernando Falco Pruski, Gilberto Sedyama, Hewlley Acioli e Mauro Martinez e Ricardo Cordeiro pelo conhecimento transmitido.

A Professora Maria do Carmo Felipe de Oliveira pelo carinho.

A família de Viçosa que acabei conhecendo e dividindo muitas alegrias José Augusto, Tia Ana, Adriana, Gustavo, André e Pauline.

Aos colegas e amigos da sala 331b Gabrielle, Victor, Livia, Carla, Gabriel, Vitor, Matheus, Francisca, Luciana, Graciela, Laydimere, Ana Beatriz, Fabiana, Emily, Livinha, Letícia, Fernando, Marcos Paulo, Fabrício e Telmo pelos momentos de descontração na hora do cafezinho e pelas trocas de informações.

Aos amigos do Departamento de Engenharia Agrícola Nívia, Mônica, Morgana, Henderson, Mariana, Aline, Yhasmin, Jefferson e Alex pela amizade.

Aos meus amigos e colegas de profissão Angélica, José Felipe, Flávia, Aline, Cristiano, Fernanda, Fabiano e Eduardo pelo apoio apesar da distância geográfica.

Aos “amigos família” Isabele, Cilinha, Grazielle, Igor, Lúcia, Fábio, Vanessa, Márcia e Tiago por me darem bons conselhos e me acrescentarem sempre mais.

A todos aqueles que de alguma forma auxiliaram e colaboraram na elaboração deste trabalho.

Finalmente, agradeço a Deus por ter me dado força, tranquilidade e sabedoria nesta etapa da minha vida!

MUITO OBRIGADA!

BIOGRAFIA

PATRÍCIA PORTA NOVA DA CRUZ, filha de Sidinei Mendes da Cruz e Maria de Fátima Porta Nova da Cruz, nasceu em 24 de setembro de 1983, na cidade de Rio Grande – RS.

Começou o curso técnico em Geomática em março de 2002, formando-se técnica em Geomática pelo Colégio Técnico Industrial (CTI) da Universidade Federal do Rio Grande (FURG) em dezembro de 2003.

Iniciou a graduação em Meteorologia em março de 2002, obtendo o título de Meteorologista em Dezembro de 2006 pela Universidade Federal de Pelotas (UFPEL).

Em março de 2007 ingressou no curso de pós-graduação, nível mestrado, em Meteorologia na Universidade Federal de Alagoas (UFAL), concluindo-o em novembro de 2009.

Em março de 2010 iniciou o curso de pós-graduação, nível doutorado, em Meteorologia Agrícola na Universidade Federal de Viçosa (UFV).

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE SIMBOLOS	xi
LISTA DE ABREVIATURAS	xii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	6
2.1. Ciclo hidrológico	6
2.2. Planícies de Inundação	9
2.3. Mudanças Climáticas e Hidrossistemas	13
2.4. Bacia Araguaia	14
2.5. Monitoramento Hidrológico	17
2.6. Utilização do Sensoriamento Remoto no monitoramento hidrológico (técnicas, dificuldades e aplicações).	19
3. METODOLOGIA	30
3.1. Área de estudo: Bacia do rio Araguaia.....	30
3.2. Obtenção de Dados de Sensoriamento Remoto e Fluviométricos	31
3.2.1. Dados de Sensoriamento Remoto	32
3.2.2. Dados Fluviométricos	39
3.3. Processamento das imagens de satélite	42
3.4. Técnica utilizada para detecção do rio	43
3.5. Validação do Landsat e do MODIS.....	47
3.6. Associação da largura do rio com informações obtidas através do TRMM	48
3.7. Geração dos mapas de largura do rio e criação do Banco de Dados.....	49
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	50

4.1. Detecção e cálculo de extensão do rio Araguaia e de seus principais afluentes.....	50
4.1.1. Validação da detecção e do cálculo de extensão do rio	50
4.2. Estimativa da largura do rio – Para os anos de 2000 à 2013.....	62
4.3. Banco de Dados.....	66
5. CONCLUSÕES	67
6. REFERÊNCIAS.....	69

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Diagrama que mostra a zona de transição entre a fase terrestre e aquática, impactos humanos sobre as áreas alagadas e vice-versa. Fonte: Adaptado de Junk (2000).....	10
Figura 2: Localização da bacia do rio Araguaia (■), rio Araguaia (►), principais afluentes (└) e as estações fluviométricas (●).....	31
Figura 3: Produtos MOD09Q1: (a) banda 1 e (b) banda 2 da região de encontro do rio Araguaia com o rio Tocantins.....	33
Figura 4: Imagem Landsat do encontro do rio Araguaia com o Tocantins: (a) composição RGB - 543 e (b) banda 4.	35
Figura 5: Pontos adicionais de coleta de dados (●) no rio Araguaia e nos seus principais afluentes para obtenção de dados a partir das imagens Landsat.	42
Figura 6: Esquema da técnica utilizada para determinação da largura do Rio Araguaia (a), ilustrada sobre imagem Landsat (b) e MODIS (c).....	45
Figura 7: Método para determinar a fração do píxel relacionando com níveis de cinza.	46
Figura 8: Determinação do Limite Superior através do coeficiente de determinação (R^2).....	51
Figura 9: Gráfico de dispersão (Landsat X Observado).....	52
Figura 10: Gráfico de dispersão (MODIS X Observação).....	53
Figura 11: Gráfico de dispersão (MODIS X Landsat).....	53
Figura 12: Gráfico de dispersão de RMSE/W em função da largura observada no rio (m).....	54
Figura 13: Frequência cumulativa (%) de erro absoluto (m) para rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e maior que 232 m.....	55
Figura 14: Frequência de erro (%) para erro absoluto (m) em rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e para rios maiores que 232 m.....	57
Figura 15: Frequência cumulativa (%) de erro relativo (%) para rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e maior que 232 m.....	57

Figura 16: Gráfico de erro relativo médio (%) para rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e maior que 232 m.....	58
Figura 17: Imagens SRTM e o corte transversal nas estações 24200000, 24800000 e 26200000.....	59
Figura 18: Imagens SRTM e o corte transversal no ponto 154 e nas estações 27500000 e 28850000.....	61
Figura 19: Largura do rio Araguaia e seus principais afluentes (m) em duas épocas distintas do ano de 2012.....	64
Figura 20: A variação da precipitação e da largura do rio na estação 27500000.....	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Descrição dos Sensores MODIS e Landsat.....	36
Tabela 2: Estações ao longo da bacia Araguaia	40
Tabela 3: Variação de largura do rio no ponto aonde sua largura é maior no período hidrológico	63

LISTA DE SIMBOLOS

A_d	Área de Drenagem
cm	Centímetro
E	Evaporação média
E_p	Evapotranspiração
f_L	Fração da margem esquerda que não é rio no píxel
f_R	Fração da margem direita que não é rio no píxel
G	Troca com o sistema de água subterrânea ao redor.
L	Troca de água em uma direção através dos canais para o rio adjacente.
km	Quilômetro
km^2	Quilômetro quadrado
m	Metro
m^3s^{-1}	Metro cúbico por segundo
mm	Milímetro
n_p	Número de píxeis caracterizados como rio
P	Precipitação média
P_s	Precipitação nas superfícies aquáticas
Q_g	Escoamento subterrâneo
Q_s	Escoamento superficial do rio
R	Influxo de escoamento em terra firme
S	Total de água armazenada na bacia
t	Tempo
W	Largura do rio
w	Largura do píxel
μm	Micrômetro (10^{-6} m)
%	Porcentagem
°	Graus
ΔS	Varição no volume de água

LISTA DE ABREVIATURAS

ANA	Agência Nacional de Água
CH ₄	Metano
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CO ₂	Dióxido de carbono
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EOS	Earth Observing System
EPE	Empresas de Pesquisas Energéticas
ERST-1	Earth Resources Techonology Satellite-1
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
GIEMS	Global Inundation Extent from MultiSatellite
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
HDF	Hierarchical Data Format
LP DAAC	Land Processes Distributed Active Archive Center
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
JERS-1	Japan Earth Resources Satellite-1
MMA	Ministério do Meio Ambiente
MI	Ministério do Interior
mNDWI	Modified Normalised Difference Water Index
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRT	MODIS Reprojection Tool
MSS	Multispectral Scanner Subsystem
NCL	NCAR Command Language
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASDA	National Space Development Agency of Japan
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NDWI	Normalized Difference Water Index
OEA	Organização dos Estados Americanos
OLI	Operational Land Imager
OWL	Open Water Likelihood
RMSE	Root Mean Square Error

RVB	Return Beam Vidicom
SAR	Synthetic Aperture Radar
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SMAP	Soil Moisture Active Passive
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SRH	Secretária de Recursos Hídricos
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SWOT	Surface Water and Topography
TM	Thematic Mapper
T/P	Topex/Poseidon
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTM	Universal Transverse Mercator
WBM	Water Balance Model

RESUMO

CRUZ, Patrícia Porta Nova da, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, Julho de 2014.
Uso do sensoriamento remoto radiométrico para a estimativa da largura do rio na Bacia do Araguaia. Orientador: Marcos Heil Costa

Os recursos hídricos são de suma importância para a manutenção da vida em nosso planeta e, por isso, conhecer a sua real disponibilidade em uma localidade é uma questão primordial nos tempos atuais para estabelecer estratégias de uso racional e sustentável dos mesmos. Para isso, torna-se indispensável realizações de pesquisas que possibilitem obter informações sobre o comportamento e a dinâmica dos hidrossistemas continentais, o que pode ser feito por meio do uso combinado de dados climatológicos e hidrológicos concisos e representados por longas séries temporais. Porém, poucas regiões do globo dispõem de longos períodos com registros de dados para estudos rigorosos dos hidrossistemas continentais. E, ainda assim, mesmo nos locais onde existem longas séries de dados, poderá haver períodos com falhas ou informações inconsistentes, gerando limitações que penalizam e dificultam a compreensão da variabilidade de processos que regulam o funcionamento dos hidrossistemas continentais e a previsão do ciclo hidrológico. Para preencher a ausência de série de dados ou falhas nos mesmos, o sensoriamento remoto é uma ferramenta de grande potencial para se criar banco de dados com diversas aplicabilidades nas pesquisas hidrológicas, como por exemplo, a inicialização de modelos hidrológicos e para monitoramento hidrológico da região estudada. Assim, o objetivo deste trabalho é avaliar o uso de dados de sensoriamento remoto radiométrico a partir dos produtos MODIS para a estimativa da largura do rio na bacia do Araguaia através da detecção e estimativa da largura do rio Araguaia e de seus principais afluentes e gerando um banco de dados com mapas de largura dos rios para a bacia do Araguaia nos anos de 2000 a 2013. Notou-se que os dados MODIS são satisfatórios para detectar rios com larguras superiores a 232 m sendo que os dados analisados nessa faixa apresentaram erro relativo médio menor que 13% e de 28% para rios com largura entre 116 e 232 m. O MODIS é o sensor ideal para estimativa de largura do rio e monitoramento hidrológico para regiões onde não possui informações observadas.

ABSTRACT

CRUZ, Patrícia Porta Nova da, D. Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2014.
The use of radiometric remote sensing for estimate river width in Araguaia Basin.
Adviser: Marcos Heil Costa

Water resources are of great importance for the maintenance of life on our planet and, therefore, knowing their actual availability in a locality is a key issue in current times to establish strategies for rational and sustainable usage. For this, it is essential to conduct research that allows obtaining of information about the behavior and dynamics of continental hydrosystems, which can be done through the combined use of climatological and hydrological concise data and represented by long time series. However, few regions of the world have long periods with data records for rigorous studies of continental hydrosystems. And yet, even in places where there are long data series, there may be periods with fails or inconsistent information, generating limitations that penalize and difficult the understanding of processes variability that regulate the functioning of continental hydrosystems and the hydrological cycle prediction. To fill the absence of data series or gaps in them, remote sensing is a tool of great potential for creating database with various applications in hydrological research, such as the initialization of hydrologic models and hydrologic monitoring in the region studied. The objective of this study is to evaluate the use of remote sensing data from MODIS products for hydrological monitoring in the Araguaia River basin through the detection and estimation of the width of the Araguaia River and its main tributaries and generate a database with maps of wetlands and width of rivers for Araguaia basin for the years from 2000 to 2013. It was observed that MODIS data are satisfactory for detecting rivers with widths greater than 232 meters and the data analyzed in this range had average relative error less than 15% and 28% for rivers with a width between 116 and 232 meters. The MODIS is ideal sensor for estimating the width of the river and hydrological monitoring for regions where no information has observed.

1. INTRODUÇÃO

Os recursos hídricos são de suma importância para a manutenção da vida em nosso planeta e, por isso, conhecer a sua real disponibilidade, visando a estabelecer estratégias de uso racional e sustentável dos mesmos é uma questão necessária nos tempos atuais. Assim, a realização de pesquisas que almejem obter informações sobre o comportamento e a dinâmica dos hidrossistemas do nosso planeta precisa ser intensificada, buscando conhecer, não apenas a real disponibilidade do sistema, mas também, entender de que forma alterações antropogênicas, como mudanças do uso do solo, desmatamento, entre outros, alteram o regime das bacias hidrográficas, bem como a influência na distribuição e na disponibilidade desses recursos hídricos na terra. Este tipo de estudo requer o uso de dados climatológicos e hidrológicos, que sejam concisos e representados por longas séries, o que ainda não acontece nos dias de hoje (Tucci e Mendes, 2006).

Poucas regiões dispõem de registros de séries temporais, para estudos rigorosos dos hidrossistemas continentais. Mesmo nos locais onde existem alguns dados, pode haver períodos com informações inconsistentes (Calmant e Seyler, 2006). Isso gera limitações na disponibilidade de longos e contínuos períodos de observação, que penalizam e dificultam a compreensão das variabilidades de processos, que regulam o funcionamento dos hidrossistemas continentais, como, a previsão do ciclo hidrológico (Santos, 2010). Assim, em vista da dificuldade da aquisição de dados fluviométricos, mensurados em estações convencionais de forma contínua, representativos e de confiabilidade, o sensoriamento remoto representa uma opção para a realização deste tipo de estudo, com a vantagem de apresentar baixo custo e abranger extensas áreas da superfície da Terra (Novo, 2007).

No campo da hidrologia, o sensoriamento remoto já vem se apresentando como uma ferramenta de grande valia, principalmente em estudos de planícies de inundação. Estas áreas modificam a hidrologia, influenciam o ciclo de carbono e a biogeoquímica de nutrientes, emitem dióxido de carbono e metano para a atmosfera, e sustentam ecossistemas altamente diversos e uma indústria pesqueira produtiva (Melack et al., 2009).

Segundo Hamilton et al. (2002), as seis maiores planícies de inundação na América do Sul são: planície de inundação do Rio Amazonas no Brasil; Llanos de Moxos na Bolívia; Ilha do Bananal do Rio Araguaia no Brasil; Llanos de Orinoco na Venezuela e Colômbia; Savanas no estado de Roraima no Brasil e adjacências do Rio Rupununi da Guiana; e a área alagada do Pantanal localizada principalmente no Brasil e em pequenas áreas na Bolívia e Paraguai. A grande extensão e a dificuldade de acesso a estas planícies de inundação fazem do sensoriamento remoto a única forma viável de monitoramento de áreas alagáveis ao nível de bacia (Barbosa et al., 2000). As áreas alagadas são geradas a partir do transbordamento do rio e por isso conhecer a largura dele e fazer o seu monitoramento é primordial para localizar onde estas regiões são propícias a se formarem.

No entanto, para analisar hidrossistemas e fazer o monitoramento dos mesmos, utilizando sensoriamento remoto, deve-se conhecer, primeiramente, os sensores em si e as informações que eles podem gerar tais como resolução espacial, tempo de revisita do satélite e, o mais importante, a variável estimada por cada sensor. Os sensores podem ser divididos em gravimétricos, altimétricos e radiométricos. Cada grupo possui suas peculiaridades e, por isso, são singulares no que se refere ao tipo de informação que geram.

Os sensores gravimétricos são ideais para avaliar o volume de água presente em uma bacia hidrográfica. A interação deste tipo de sensor com o alvo de estudo é feita através do método gravitacional. Entretanto, segundo Alsdorf e Lettenmaier (2003) as medições feitas por este tipo de sensor são mensais e funcionam apenas para bacias que possuem áreas maiores que 200.000 km².

Já os sensores altimétricos geram a informação de profundidade do rio, interagindo com alvo em micro-ondas (Birkett, 1998). A vantagem destes tipos de instrumentos é que não são obstruídos por nuvens se tornando-se ideais para analisar regiões como a região Amazônica, porém, cobrem apenas algumas faixas do globo.

Os sensores radiométricos, por sua vez, registram as ondas eletromagnéticas obtendo como informação a refletividade e emissividade dos alvos analisados. Com eles é possível obter informações de largura dos rios. Entre os sensores radiométricos existentes os que estão em evidência atualmente são o Landsat e o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS).

Os satélites Landsat possuem sensores de alta resolução espacial (30 m), sendo considerados bem adequados para estudos de monitoramento hidrológico. Porém, sua resolução temporal de 16 dias, que é o tempo de revisita de uma mesma região, não é a mais adequada para este tipo de estudo (Novo, 2010). O sensor MODIS disponibiliza produtos que podem ser transformados em largura do rio (um exemplo é o produto de refletância MOD09) e está presente em duas plataformas (Aqua e Terra), o que lhe atribui uma frequência de aquisição de dados de até duas vezes por dia, aumentando a probabilidade de obtenção de imagens sem nuvens.

Pesquisas recentes, utilizando índices de vegetação inferidos a partir de bandas espectrais do MODIS visando analisar processos hidrológicos, extensão de áreas inundadas e o potencial de monitoramento do MODIS têm sido realizadas por vários

pesquisadores (Brakeridge e Anderson, 2006; Ordoyne e Friedl, 2008; Khan et al., 2011; Huang et al., 2012; e Chen et al., 2013). Entretanto, ao utilizarem os índices de vegetação, perde-se em resolução espacial uma vez que é necessária a utilização de canais espectrais de 500 m (no caso do MODIS).

Dessa forma, pode-se concluir, que até o momento para conhecer a largura dos rios, estudos de hidrossistemas continentais podem ser realizados por meio de sensores radiométricos Landsat e MODIS, uma vez que os dados de altímetros não são capazes de cobrir toda a área desejada.

Em regiões como a Amazônia, que tem uma dinâmica sazonal complexa, se faz necessário o uso de sensores que apresentem produtos que possam caracterizar e monitorar os hidrossistemas, e que também tenham alta resolução temporal, possibilitando uma boa frequência de obtenção dos dados e disponibilizando imagens livres de nuvens (Smith, 1997; Sippel et al., 1998; Shimabukuro et al., 2002; Hess et al., 2003; Freitas e Novo, 2005; e Novo et al., 2006). Neste caso, o sensor MODIS atende a estes dois requisitos. Outra região que pode ser beneficiada com o uso dos produtos MODIS é a Bacia do Araguaia, já que ocorre um aumento considerável nos níveis de seus rios na época chuvosa gerando áreas inundáveis que se estendem por 47.670 km² (MI e OEA, 1985).

Nesse contexto, foi analisado o uso de dados de sensoriamento remoto radiométrico, visando a obter informações relevantes sobre a detecção dos rios e medições de largura do rio e, posteriormente, a criação de um banco de dados para inicialização de modelos hidrológicos.

OBJETIVO GERAL:

Avaliar o uso de dados de sensoriamento remoto radiométrico para a estimativa da largura do rio na Bacia do Araguaia.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- Estimar a largura do Rio Araguaia e de seus principais afluentes a partir das imagens MODIS de 2000 à 2013 e compará-las com dados de estações fluviométricas, de sensoriamento remoto de alta resolução (Landsat) e média resolução SRTM para fins de validação;
- Associar as oscilações encontradas na largura do rio com as informações obtidas por sensoriamento remoto através do TRMM;
- Gerar mapas de largura do rio na Bacia do Araguaia a partir das imagens do MODIS para a criação de um banco de dados.

2. REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo, são apresentados alguns trabalhos que serviram de fundamento teórico para a metodologia utilizada nesta pesquisa. São apontadas ainda algumas técnicas de sensoriamento remoto indicadas para avaliar hidrossistemas e a importância do monitoramento destas técnicas no ciclo hidrológico.

2.1. Ciclo hidrológico

A água é um bem essencial à vida, que pode tornar-se escasso com o crescimento das populações e sua utilização indiscriminada pela, agricultura, pecuária e indústrias. É um recurso natural renovável que está ligado diretamente ao desenvolvimento econômico-social dos países, e pode ser encontrado no planeta em três estados físicos: sólido (gelo), líquido (água) e gasoso (vapor). O seu ciclo é de fundamental importância para a manutenção da vida no planeta.

O ciclo hidrológico pode ser definido como um sistema global de circulação fechada de trocas de água entre a superfície terrestre (continentes e oceanos) e a atmosfera, estimulado primordialmente pela radiação solar, juntamente com a gravidade e à rotação terrestre (Tucci, 2009). Ele só é considerado fechado quando refere-se ao sistema global, considerando que a água pode evaporar em uma determinada região e precipitar em outra. Vários fatores podem influenciar para que isto ocorra: pelo fato de a energia solar não atingir a terra uniformemente, pela diferença térmica entre continentes e oceanos, pela variabilidade espacial da cobertura

vegetal e de solos e pela ocorrência das circulações atmosféricas (Vianello e Alves, 2004).

Deste modo, o balanço hídrico em macro escala é o próprio ciclo hidrológico. Porém, o mesmo pode ser feito em escalas menores, como em nível de bacias hidrográficas, no intuito de conhecer os regimes hidrológicos nestes sistemas e assim tomar decisões sobre o melhor manejo de recursos hídricos nos mesmos.

Conhecer o balanço hídrico é conhecer a real disponibilidade hídrica, uma vez que, este é o computo entre a quantidade de água que entra e que sai do sistema respeitando a lei de conservação de massa. Para Alsdorf et al. (2007), a equação do balanço hídrico terrestre utilizada em modelos hidrológicos e aplicados para as bacias hidrográficas é:

$$P - E = Q_s + Q_g + dS/dt \quad (1)$$

Em que P é a entrada de água no sistema através da precipitação média na bacia, E a evaporação média, Q_s é o escoamento superficial do rio, Q_g é o escoamento subterrâneo (percolação), t é tempo e S é o total de água armazenada na bacia (água superficial + subterrânea).

A precipitação é a água proveniente do vapor d'água da atmosfera que, após sofrer complexos processos físicos (coalescência – coalescência), precipita na superfície terrestre, na forma de granizo (precipitação sólida), de neve (precipitação amorfa) e, na mais comumente, a de chuva (precipitação líquida). Esta última é a mais importante variável climática nos trópicos (Costa e Foley, 1998). Entretanto, a precipitação depende de outras variáveis meteorológicas. Entre as principais, podem-se mencionar a temperatura e a umidade relativa do ar.

A evaporação é um fenômeno natural em que água, presente em uma superfície líquida, passa para o estado gasoso, transformando-se em vapor de água (Pereira et al., 2013). A taxa de evaporação vai depender de vários fatores, entre os quais da extensão da lâmina de água e das variáveis meteorológicas, como o saldo de radiação, a temperatura do ar, a umidade relativa e a velocidade do vento.

Escoamento superficial ocorre naturalmente impulsionado pela gravidade, fazendo com que a água desloque-se de cotas mais altas para cotas mais baixas, dentro da bacia hidrográfica (montante para jusante). Os fatores que mais influenciam a quantificação do escoamento superficial são: a intensidade e duração da precipitação, a cobertura vegetal, a topografia, a forma e a área da bacia e, a capacidade de infiltração.

A infiltração ocorre assim que a água provinda da precipitação atinge o solo. Por ser um meio poroso, a água vai penetrando, preenchendo os espaços, enquanto o mesmo, não satura. O processo de infiltração depende da água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do estado em que se encontra a sua superfície e da quantidade de ar e água presentes no interior deste solo.

Como já demonstrado, os processos de precipitação, evaporação, infiltração e escoamento dependem de inúmeros fatores, dificultando a sua quantificação e previsão (Tucci, 2005). Assim, para obter uma previsão razoável destes processos hidrológicos é necessário que os modelos hidrológicos tenham dados de entrada confiáveis, para que, representem de maneira mais realística os processos hidrológicos que ocorrem nos hidrossistemas continentais.

Nos modelos hidrológicos, as maiores fontes de incertezas são as condições iniciais de contorno da variação aquática, principalmente rios com baixa declividade, grandes planícies de inundação, umidade no solo e águas subterrâneas (Paiva et al.,

2012), sendo a variação do volume de água nas planícies de inundação, também um parâmetro importante, para a modelagem hidrodinâmica da vazão do rio e a determinação de sua capacidade de transporte (Frappart et al., 2005).

Desta forma, as análises das variações e do armazenamento da extensão da água superficial (constituída por rios, lagos, reservatórios e áreas alagadas), são primordiais para o entendimento dos processos e do ciclo hidrológico (Papa et al., 2008). Pois, além das águas superficiais regularem a vazão de rios e transportarem substâncias dissolvidas e sólidas, elas interagem diretamente, através dos fluxos de massa vertical e horizontal entre a atmosfera e o oceano.

2.2. Planícies de Inundação

As planícies de inundação têm um papel fundamental no comportamento hidrológico da região onde se encontram, pois modificam a hidrologia, sustentam ecossistemas diversificados e influenciam o carbono e a biogeoquímica de nutrientes, emitem dióxido de carbono e metano para a atmosfera (Melack et al., 2009). Além disso, são capazes de abrandar eventos climáticos extremos, pois servem como reservatório para épocas de seca e atenuam as cheias. Especificamente, o balanço hídrico de uma planície de inundação pode ser definido pela seguinte equação (Lesack e Melack, 1995; e Mertes, 1997):

$$\Delta S = P_s + R \pm L \pm H \pm G - E_p \quad (2)$$

Em que ΔS é a variação no volume de água, P_s é a precipitação nas superfícies aquáticas, R é o influxo de escoamento de terra firme, L é a troca de água em uma direção através dos canais para um rio adjacente, H é a troca de água em ambas as direções através dos canais para um rio adjacente, G é a troca com o sistema de água subterrânea ao redor e E_p é a evapotranspiração, todos os parâmetros medidos em m^3 .

As planícies de inundação são definidas como áreas sujeitas a inundações periódicas através do transbordamento lateral de rios e lagos e/ou por precipitação ou águas subterrâneas. A planície de inundação pode ser chamada também de “zona de transição aquática/terrestre”, por oscilar entre ambientes aquáticos e terrestres (Junk et al., 1989).

Existe um elo entre estes ambientes, o que proporciona muita fertilidade nas planícies de inundação, levando a deposição de nutrientes através de partículas orgânicas e inorgânicas. Quando ocorre o aumento do nível da água sobre uma determinada região, se a mesma permanecer neste estado por um certo tempo, ocorrerá à decomposição da vegetação, liberando os nutrientes e a formação de CH_4 e CO_2 no sistema aquático, como pode ser visto na Figura 1.

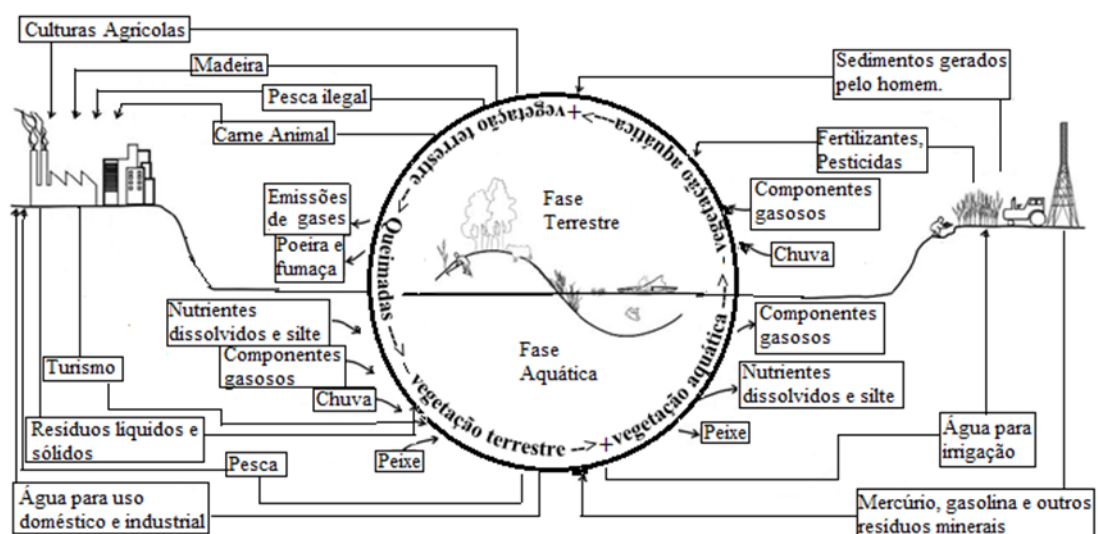


Figura 1: Diagrama que mostra a zona de transição entre a fase terrestre e aquática, impactos humanos sobre as áreas alagadas e vice-versa. Fonte: Adaptado de Junk (2000).

As áreas alagadas são a maior fonte natural de emissão de metano para atmosfera, exercendo grande impacto no ciclo biogeoquímico global (Prigent et al., 2007). Cerca de 20 a 40% das emissões totais anuais globais provem destas áreas e de campos irrigados de arroz (Houweling et al., 1999; Matthews, 2000).

Também podem ser vistas na Figura 1 outras influências, como das áreas alagadas no meio-ambiente em que o homem vive (urbano, rural e industrial) e o das ações antropogênicas nos hidrossistemas. Destacam-se alguns exemplos como: (1) área alagada fornecendo água para irrigação na agricultura, uso doméstico e industrial; (2) pesca, alimento animal para o homem devido ao aumento da quantidade de peixe; e (3) sedimentos gerados pelo homem sendo conduzido para as áreas alagadas.

Porém um dos contribuintes mais importantes provem da atmosfera, em forma de chuva. A variação da precipitação juntamente com a variação da vazão do rio são significativas durante o ciclo anual, assim, quando as taxas de descarga são baixas o rio flui de maneira bem definida pelos canais, porém quando esta taxa é alta nos sistemas naturais, ocorrem inundações.

O pulso de inundação é estimulado pela vazão do rio e é a principal força que controla e mantém em equilíbrio a biota no sistema rio-planície de inundação (Junk et al., 1989). A frequência, amplitude e a regularidade dos pulsos de inundação são responsáveis pela adaptação da fauna e da flora nas áreas alagadas, pois os organismos vivos são muito sensíveis ao ambiente em que vivem. Assim, pulsos abruptos impedem a adaptação de organismos, já pulsos regulares permitem a adaptação eficiente dos mesmos. Deste modo, os pulsos de inundação são responsáveis pela grande biodiversidade, pois cada tipo de planta vai se adaptar a terras com diferentes frequências de inundação.

As maiores planícies de inundação da América do Sul possuem as seguintes áreas máximas, sujeitas à inundação em km²: 97.360 (Rio Amazonas); 92.094 (Llanos de Moxos); 58.550 (Ilha do Bananal do Rio Araguaia); 107.530 (Llanos de Orinoco); 16.530 (no estado de Roraima); e 130.920 (Pantanal) sendo que nestas áreas estão inclusos rios, lagos e canais abertos (Hamilton et al., 2002). Já em um pesquisa posterior em 2004 os mesmos autores analisaram apenas as planícies alagáveis e encontraram áreas máximas inundadas de: 78.460 km² para Llanos de Moxos e de 105.454 km² para Llanos de Orinoco.

Já para Melack (1984) e para Junk e Weber (1996), a superfície ocupada por dois tipos de ecossistemas alagáveis da Amazônia central possui uma área de aproximadamente 300.000 km² (200 km² de Várzea e 100 km² de Igapó). A planície inundada dos grandes rios amazônicos é de grande importância, já que comporta um complexo sistema de lagos de distintos tipos, os quais formam um mosaico, que sustenta uma grande biodiversidade.

Como antigamente não se tinha informações científicas sobre o papel das áreas alagadas no funcionamento dos ciclos hidrológicos e biogeoquímicos, as áreas alagadas dos continentes europeus e asiáticos demonstravam estar em um processo mais avançado de degradação, quando comparados aos demais. No momento em que, aumentou-se o conhecimento sobre estas áreas, elas viraram objeto de reconstrução ou recuperação (Novo, 2007). Entretanto, ainda são necessárias estratégias de manejo sustentável relacionando economia, bem-estar humano e a sustentabilidade dos ecossistemas de planícies de inundação (Keddy et al., 2009).

2.3. Mudanças Climáticas e Hidrossistemas

Outro fator que se deve levar em consideração ao analisar os impactos nas áreas alagadas é o das mudanças climáticas, pois as mudanças projetadas no clima são susceptíveis de alterar direta ou indiretamente as planícies de inundação (Melack e Coe, 2013).

Ao analisarem cenários climáticos futuros para as bacias do Amazonas, São Francisco e Paraná, Marengo et al. (2011) concluíram que, em 30 anos, haverá uma redução nas precipitações em todas estas bacias (com uma redução menos acentuada no rio Paraná), aumento na média anual de temperatura e um aumento na concentração de CO₂. Desta forma, são esperadas mudanças drásticas nas bacias hidrográficas e principalmente nas áreas alagadas, havendo, também, mais eventos extremos como eventos de seca e de inundação.

Eventos de seca de longa duração podem reforçar a eutrofização em planícies inundadas através do aumento de concentração de carbono e nutrientes dissolvidos, da diminuição da concentração de oxigênio, além da mortalidade de peixes em lagoas destas planícies (Marengo et al., 2013). Estes episódios, ocorrendo dentro de uma década, e em caso de tornarem-se mais frequentes, podem afetar a capacidade das florestas de servir como um sumidouro de carbono. Já eventos de inundação por um período mais longo podem alterar a fisiologia da planta e do funcionamento de sistemas ecológicos.

Um fator preocupante é, que nos últimos anos, dois eventos de seca (2005 e 2010) e dois eventos extremos de inundação (2009 e 2012) foram detectados na bacia Amazônica. Estes eventos, denominados de eventos do século, eram esperados de ocorrer uma vez a cada 100 anos (Marengo et al., 2013).

A variabilidade interanual de chuvas e níveis dos rios na região Amazônica está relacionada, em partes, com a variação da TSM (Temperatura da Superfície do Mar) no oceano Pacífico Tropical (*El Niño* – Oscilação Sul (ENOS)) e/ou com o gradiente meridional de TSM no Atlântico (Costa et al., 2009). Eventos de seca nesta bacia estão relacionados com anos de *El Niño* enquanto os de cheias com *La Niña*.

A variabilidade na precipitação no Rio da Prata também está associada às variações da TSM, tanto no Pacífico Tropical quanto no Atlântico Sul. Porém, os maiores episódios de inundação na bacia do Paraná estão relacionados com os anos de *El Niño* (Marengo et al., 2011), apesar de ser uma região hidrográfica com potencial de inundações em qualquer época do ano.

Já na Bacia do Tocantins-Araguaia, o grande responsável pela mudança no regime hidrológico foi a alteração da cobertura vegetal em uma área extensa da bacia, alterando a evapotranspiração, aumentando a vazão em 25% e também o coeficiente de escoamento (Costa et al., 2003; Coe et al., 2009; e Coe et al., 2011).

2.4. Bacia Araguaia

O rio Araguaia é o principal tributário do rio Tocantins e a sua bacia compõe a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. A bacia Tocantins-Araguaia possui uma área total de 918.273 km² que corresponde a aproximadamente 11% do território nacional, sendo a maior bacia totalmente contida no Brasil, incluindo os estados de Goiás (26,8%), Tocantins (34,2%), Pará (20,8%), Maranhão (3,8%), Mato Grosso (14,3%) e o Distrito Federal (0,1%). Grande parte situa-se na Região Centro-Oeste e adentra na Região Norte até sua foz (MMA/SRH, 2006).

A bacia Tocantins-Araguaia tem uma área total de 135.200 km² de ecossistemas aquáticos, incluindo áreas permanentemente ou sazonalmente inundadas, rios, planícies de inundação ou pântanos. E 121.100 km² do total da bacia são de áreas protegidas (Castello et al., 2013).

Em termos de disponibilidade hídrica, a Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia é a segunda maior região brasileira, apresentando 13.624 m³/s de vazão média (Q) que equivale a 9,6 % do total do País e uma vazão específica de 14,84 L/(s.km²). Os principais consumos de água na região são, em grande parte, para a irrigação (47%), seguidos de criação animal (28%), urbano (17%), rural (4%) e industrial (4%) (MMA/SRH, 2006).

Segundo Latrubesse e Stevaux (2006), o rio Araguaia é uma das mais importantes áreas para a conservação da biodiversidade aquática do cerrado brasileiro. Alvo de debates, tanto políticos, como ambientais, na região Centro-Oeste, devido à intensificação da expansão de atividades agropecuárias em sua bacia, tem aumentado a degradação do ambiente natural durante as últimas quatro décadas.

A bacia hidrográfica do Araguaia é coberta ao norte pela floresta Amazônica e, na sua maior parte, pelo Cerrado e possui uma área de 377.000 km² (Carvalho e Latrubesse, 2004). Devido a sua posição continental, as condições climáticas predominantes nesta bacia são de natureza continental tropical, não sofrendo efeito direto da confluência intertropical (Aquino et al., 2009). O clima é considerado semi-úmido com tendência a úmido, tendo de 4 a 5 meses secos e duas estações bem definidas com um mês de transição entre elas.

O regime de precipitação sobre o Araguaia não é muito homogêneo e pode estar relacionado a fatores meteorológicos, que influenciam o tempo em todo o Centro-Oeste do Brasil, como entradas de frentes frias na região mais ao sul ou eventos de

grande escala como a Alta da Bolívia (Melo, 2000). Entretanto, ainda não existe consenso na literatura em relação a influência causada pelos eventos de ENOS na região centro-oeste do Brasil, diferentemente de outras regiões como o Norte, o Nordeste e o Sul do país.

O Araguaia pode ser dividido em três segmentos: alto, médio e baixo curso. Esta divisão foi feita devido à geologia e a algumas características geomorfológicas, como a presença ou ausência de uma planície aluvial bem distinta (Latrubesse e Stevaux, 2002). O alto e o baixo correm em leito rochoso e o médio curso possui uma planície aluvial bem definida. De um modo geral, a bacia do Araguaia apresenta um declive plano e suave, com o escoamento superficial lento e elevado potencial para alagamentos (EPE, 2011).

Os ecossistemas aquáticos das planícies de inundação presentes na bacia do Araguaia são altamente dependentes das cheias no rio Araguaia e são capazes de armazenar 30% do volume de água do sistema (Aquino et al., 2008). Porém, os autores ressaltam que, pela falta de estações fluviométricas nos principais afluentes do Araguaia, este valor pode estar sendo subestimado.

No Araguaia, fica localizada a planície do Bananal, que é considerada a maior ilha fluvial do mundo com 350 km de comprimento e 80 km de largura, sua formação deve-se a divisão do rio Araguaia em dois braços: O Araguaia e o Javaés que contornam uma porção de terra (Aquino et al., 2009).

As áreas inundadas do Bananal são de 13.110 km², considerando um longo período de tempo e possui uma resposta quase imediata com a precipitação, apesar de registros de variabilidade da extensão da área alagada entre os anos de 1979 a 1987, o mês que apresentou maior alagamento foi em Março (Hamilton et al., 2002).

Estas variações da extensão de área alagada em uma determinada bacia ainda não são acompanhadas de maneira adequada. Um passo importante para entender como as condições de inundação afetam a hidrologia local e os ecossistemas de planícies de inundação é estimar, com precisão, os padrões espaciais e temporais da frequência de inundação (Huang et al., 2012). Para o conhecimento da frequência em que ocorrem eventos de inundação, é necessário que se faça o monitoramento da oscilação da largura do rio, quando ocorre o transbordamento dele e, posteriormente, a área alagada na região.

2.5. Monitoramento Hidrológico

Com o conhecimento das variações hídricas, as tomadas de decisões, tanto da defesa civil quanto de autoridades políticas, poderão ser feitas de forma mais eficaz e rápida, acelerando ações preventivas, minimizando prejuízos na agricultura e na pecuária, poupando perdas de vidas humanas e melhor gestão das hidrovias.

Para ter o conhecimento destas variações hídricas, se faz necessário o monitoramento da região, definido como a observação cíclica de uma determinada área ou evento, com uma frequência definida pela variabilidade, em que o fenômeno se modifica ou pela necessidade de conhecimento do seu comportamento (Novo, 2007).

Uma boa rede de monitoramento hidrológico é vital para a navegação, abastecimento humano e industrial, hidroeletricidade, pesca e agricultura, recreação, turismo e irrigação, além da compreensão dos processos hidrológicos dentro de uma região hidrográfica.

O acompanhamento hídrico de certas bacias hidrográficas é fundamental, uma vez que eventos de inundação e seca podem fazer parte da variabilidade natural climática, tendo ocorrido no passado e com probabilidades de ocorrerem no futuro também. Segundo Marengo et al. (2013), medidas de variação nos níveis de rios são provavelmente a melhor maneira de avaliar riscos climáticos na bacia, tais como as secas e as inundações.

Para ser feito o monitoramento hidrológico de uma determinada região, são necessários dados concisos, longas séries de dados, dados representativos, especialmente e, principalmente, uma frequência na obtenção destes dados.

Entretanto, apesar da rede de estações para monitoramento hidrológico básico da *Agência Nacional de Águas (ANA)* possuir uma densa rede de estações, longa séries de dados (ideais para estudos hidrológicos) e cobertura de todo o país, existe um grande atraso entre a coleta e a disponibilização destes dados, algumas estações ficam em lugares de difícil acesso (exemplo: Bacia Amazônica), apresentam um alto custo financeiro e necessitam de um grande envolvimento de pessoas (Cordeiro, 2006). Para o monitoramento de certas bacias hidrográficas, estes dados não são os mais adequados, não apenas por serem pontuais e não representativos para toda região analisada, mas também por existirem períodos de falhas e dados inconsistentes nas medições disponibilizadas das estações fluviométricas.

Por isso, o sensoriamento remoto se torna uma ferramenta de grande valia no monitoramento hidrológico, uma vez que, disponibiliza dados espaciais e não pontuais, abrangendo a quantidade e qualidade da informação e também, por disponibilizar dados temporais, com maior frequência dos que obtidos nas estações fluviométricas.

As estimativas de largura de rio devem ser mensuradas por sensores, que consigam obter informações de toda região, num intervalo de tempo pequeno para possibilitar o monitoramento. Pois, rios são dinâmicos e suas extensões variam em função das forçantes hidrológicas e climáticas. Assim, um dos questionamentos que se devem fazer é qual o limite máximo, a que se deve degradar a resolução espacial, sem que haja perda de informação significativa.

No entanto, uma missão de satélite para analisar a superfície da água e gerar informações necessárias para compreender os mecanismos representados nessa área, precisa de resoluções aceitáveis e suficientes tanto espacial (aproximadamente 100 m) para avaliar os canais, várzeas e lagos que mais contribuem para a descarga de uma bacia; quanto temporal (de alguns dias), para capturar eventos de curta duração de inundação; e vertical (de alguns centímetros de altura) para medir mudanças sutis, mas que são significativas (Alsdorf e Lettenmaier, 2003).

2.6. Utilização do Sensoriamento Remoto no monitoramento hidrológico (técnicas, dificuldades e aplicações).

No campo da hidrologia, o sensoriamento remoto já vem sendo utilizado para fornecer diversas informações, tais como evapotranspiração, extensão de áreas alagadas, determinação dos limites dos corpos de água, mapeamento de enchentes, vazão dos rios, entre outras (Novo, 2007). Uma das grandes vantagens do sensoriamento remoto está relacionada com o monitoramento de hidrossistemas e a possibilidade de se construir um banco de dados, para alimentar modelos hidrológicos. Para isso, é necessário identificar o sensor que possua resolução (espacial, temporal,

espectral e radiométrica) compatível com a extensão do hidrossistema (bacia ou rio) que se deseja estudar. Estes sensores são divididos em gravimétricos, altimétricos e radiométricos.

Os sensores gravimétricos permitem obter informações sobre alvos, não pela sua interação eletromagnética com o objeto, mas pela interação gravitacional que ocorre entre eles (Ramillien et al., 2005). Nesta categoria, pode-se citar a missão *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE), cujo objetivo é o de obter informações precisas da variabilidade e do campo gravitacional da Terra. O GRACE foi lançado em 2002, sendo constituído de dois satélites idênticos, que percorrem a mesma órbita, separados por uma distância de cerca de 220 quilômetros em órbita aproximadamente polar, a 500 quilômetros de altitude.

A missão GRACE fornece medições globais e mensais da estrutura do campo de gravidade da Terra, a partir de medidas precisas da distância entre os dois satélites, em associação à determinação adequada de sua órbita, usando GPS e feixes de micro-ondas, que interligam os dois satélites (Rummel et al., 2002; Alsdorf e Lettenmaier, 2003). Nesta escala de tempo, a maioria das variações gravitacionais seria relacionada às mudanças no conteúdo de água existente na coluna de água presente na superfície, na atmosfera e no solo. As medições são feitas com precisões homogêneas, para grandes coberturas espaciais e assim oferecendo uma excelente oportunidade de avaliar hidrossistemas (Alsdorf et al., 2010). No entanto, uma das desvantagens desse sensor é o fato do seu campo gravitacional de massa diminuir rapidamente à distância, fazendo com que o sensor obtenha informações somente para regiões maiores que 200.000 km² (Alsdorf e Lettenmaier, 2003).

Já os sensores orbitais altimétricos foram concebidos originalmente para aplicações oceanográficas, mas, a partir de 1978, suas informações passaram a ser

utilizadas também em águas continentais. No estudo de hidrossistemas continentais eles possuem a vantagem de disponibilizarem valores de profundidade, a medida se baseia em radares altimétricos que emitem uma onda vertical em relação ao solo em direção ao nadir, que é um ponto abaixo de determinada posição na superfície terrestre. No retorno, o radar a bordo do satélite recebe o eco emitido pela superfície do plano de água (Fu e Cazenave, 2001). A análise do eco permite extrair uma medida do tempo de trajeto entre o satélite e a superfície da água, que é transformado em distância. Na categoria de missões que possuem sensores que possibilitem a altimetria a bordo, pode-se citar a *Japan Earth Resources Satellite-1* (JERS-1), a série *Topex/Poseidon* (T/P), *Jason* e o *Surface Water and Topography* (SWOT).

O JERS-1 foi um satélite de observação avançada terrestre lançado em 1992 pela *National Space Development Agency of Japan* (NASDA) e operou até 1998, com resolução horizontal de 18 x 18 m. O principal objetivo desta missão foi desenvolver um sistema integrado de sensores capaz de obter dados da superfície terrestre aplicáveis aos estudos de recursos naturais. Para obter essas informações, o JERS-1 tinha a bordo dois sensores: o *Synthetic Aperture Radar* (SAR) e um sistema ótico. Os dados obtidos com base nas imagens do sensor SAR possuem inúmeras aplicabilidades quanto às estimativas dos tipos de cobertura vegetal, em especial sobre áreas alagáveis (Zakharova et al., 2006). Este sensor operou na banda L (comprimento de onda 23,5 cm), que tem como vantagem os sinais serem sensíveis tanto à água livre como às cobertas por vegetação, sendo utilizadas para estudos ligados à área ambiental, especialmente no mapeamento de áreas inundáveis. Por ser um instrumento ativo, o SAR pôde ser utilizado para aquisição de imagens em qualquer condição de tempo e iluminação.

A missão altimétrica Topex/Poseidon teve como objetivo o estudo da dinâmica dos oceanos. O primeiro satélite carregava dois radares altimétricos e teve como objetivo inicial monitorar ondas oceânicas, mas posteriormente revelou-se capaz também de monitorar águas internas (Birkett, 1998). Com repetição temporal de 10 dias, ele operou com órbita modificada até 2005. Após o sucesso da missão T/P, as agências espaciais envolvidas lançaram em dezembro de 2001 seu sucessor, o satélite Jason-1. Os parâmetros orbitais e os instrumentos que compõem a carga útil do Jason-1 são semelhantes aos embarcados no T/P. O Jason-1, com precisão vertical de 3,3 cm e resolução temporal de 10 dias, embora mantendo-se operacional, em 2008 já foi lançado o Jason-2 para substituí-lo ao final da sua vida útil. A sua principal desvantagem é que o mesmo não possibilita observações simultâneas de áreas muito extensas.

A região Amazônica é uma das regiões mais estudadas com dados altimétricos para monitorar hidrossistemas. Hess et al. (2003) utilizaram dados do JERS-1 para mapear as áreas alagadas da região Central Amazônica, enquanto Frappart et al. (2005) analisaram a variação temporal do volume de água na Bacia do Rio Negro através dos dados do JERS-1 e do T/P.

Outros sensores utilizados para analisar hidrossistemas foram: (1) o sensor *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), que operou entre Janeiro de 1979 e Agosto de 1987, na plataforma (Nimbus -7), para analisar as maiores planícies de inundação na América do Sul (Hamilton et al., 2002 e 2004), e (2) *Special Sensor Microwave/ Imager* (SSM/I), para analisar a variabilidade anual da extensão das superfícies de água em escala global (Prigent et al., 2007; e Papa et al., 2010). Utilizando conceitos de interação de águas subterrâneas e superficiais, através de

dados altimétricos do ENVISAT, Pfeffer et al. (2014) gerou mapas do lençol freático na Amazônia Central.

Os sensores radiométricos medem a intensidade da energia radiante (radiância) dentro de determinadas faixas do espectro eletromagnético provenientes dos alvos em estudo. Esta radiância é transformada em refletância e emissividade (temperatura de brilho) para os canais visíveis e termais, respectivamente. Os dados provindos de sensoriamento radiométrico mais utilizados para analisar hidrossistemas são do LANDSAT e do MODIS.

Através apenas de dados Landsat e dados de vazão obtidos em estações fluviométricas para a bacia Amazônica, Beighley e Gummadi (2011) analisaram a geometria hidráulica e as dimensões das planícies de inundação evidenciando a alta resolução do sensor.

A missão LANDSAT foi desenvolvida pela NASA e recebeu inicialmente o nome de *Earth Resources Technology Satellite-1* (ERST-1), passando a ser chamado de LANDSAT em janeiro de 1975 (Novo, 1989). Um aspecto que a NASA teve o maior cuidado foi na definição da órbita do satélite, pois deveria atender aos critérios de limitações impostas pelos sensores e pelas leis da mecânica orbital.

Os três primeiros satélites da série LANDSAT foram lançados na década de 70 e possuíam a bordo os sensores *Multispectral Scanner Subsystem* (MSS) e o *Return Beam Vidicom* (RBV). Os LANDSAT-4 e 5 foram lançados em 1982 e 1984, respectivamente, e tinham a bordo o sensor *Thematic Mapper* (TM), que operava em 7 faixas espectrais. O LANDSAT-7 possui o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+). O último satélite até o momento, Landsat-8, lançado em fevereiro de 2013, entrou em órbita com o sensor *Operational Land Imager* (OLI).

O sensor MODIS está presente em duas plataformas. A primeira plataforma, chamada de Terra, é a primeira plataforma do programa *Earth Observing System* (EOS), que foi lançada no dia 18 de dezembro de 1999. Este satélite inicialmente era chamado também de EOS-AM, por fazer observações no período da manhã devido a sua órbita ser quase-polar, com inclinação de 98,2° e heliossíncrona com passagem pelo Equador às 10:30 h da manhã na sua órbita descendente (Rudorff et al., 2007). A segunda plataforma do EOS é a Aqua que tem como objetivo subsidiar a coleta de informações sobre o ciclo da água na Terra, inclusive a evaporação dos oceanos, vapor d'água na atmosfera, nuvens, precipitação, umidade da superfície da terra, gelo do mar, gelo na terra e cobertura de neve. Este satélite foi lançado no dia 4 de maio de 2002 e foi lançado para complementar as observações da plataforma Terra, devido a obter dados em diferentes períodos e assim em diferentes condições atmosféricas. A Aqua também foi conhecida inicialmente como EOS-PM, por cruzar o Equador à tarde (às 13:30 h na sua trajetória ascendente).

Algumas pesquisas recentes têm utilizado o MODIS para monitorar hidrossistemas como o caso de Huang et al. (2012), que analisaram as planícies inundadas no Chowilla, na bacia Murray-Darling localizada na Austrália, para o período de 2000 a 2010 através do produto MODIS de 8 dias (MOD09A1) e validados com as imagens do sensor TM da plataforma Landsat. Eles utilizaram o algoritmo *Open Water Likelihood* (OWL) para as imagens do MODIS, o que aumentou a resolução de detecção para 500 m e o índice *modified Normalised Difference Water Index* (mNDWI) para as imagens do TM. Este estudo apresenta também uma contribuição ecológica, pois através da frequência de inundação é possível saber qual tipo de planta pode se adaptar aquela região. Além disso, mostra que pelo menos uma vez no período de 11 anos a área máxima de inundação foi de 12,5% (57.525 ha) da

área total do estudo, e que uma área de 25,9% (referentes aos 57.525 ha), incluindo lagos e rios permanentes, é inundada todos os anos.

Chen et al. (2013) compararam mapas de inundação derivados de produtos de refletância do MODIS (composição 8 dias e produtos diários), para monitorar e quantificar áreas alagadas para duas planícies de inundação na bacia Murray-Darling (Narran ao norte e Chowilla ao sul da bacia), na Austrália, utilizando a mesma metodologia de Huang et al. (2012). A avaliação mostrou que ambos os produtos podem gerar mapas de inundação. Assim, produtos de 8 dias podem ser usados no lugar de produto de 1 dia para delimitar mapas de inundação e também, o produto de 8 dias pode ser considerado um pouco melhor, porque a composição dos píxeis é feita com os “melhores píxeis” durante aqueles 8 dias, incluindo o menor ou mais baixo ângulo de visada e tentam tirar os píxeis que têm nuvens. Já na imagem diária, os autores tiveram que usar uma técnica para mascarar as nuvens e, dessa forma, podem ter incluído informações erradas.

As pesquisas acima citadas utilizaram os dados do Landsat para validar os dados MODIS, evidenciando que os dados Landsat, apesar de possuírem uma boa resolução espacial, possuem uma baixa resolução temporal, tornando-os ineficazes para monitorar hidrossistemas. Já os dados do MODIS podem ser adquiridos com alta frequência temporal, sendo capazes de detectar mudanças na largura dos rios durante a época de cheia em uma resolução temporal e espacial razoável para isso.

No entanto, não existe nenhuma técnica única que possa explicar o comportamento hidrológico de uma determinada região. O ideal é utilizar dados provindos de diferentes tipos de sensores e assim avaliar diferentes tipos de variáveis hidrológicas para ter uma melhor compreensão do comportamento da bacia hidrográfica (Papa et al., 2007).

A combinação de vários satélites para quantificar e monitorar os hidrossistemas tem sido amplamente utilizada ultimamente (Prigent et al. (2007); Papa et al. (2008); Asdorlf et al. (2010); Papa et al. (2010); e Aires et al. (2013)). Os dados mais usados são do GRACE para quantificar a água armazenada em períodos de cheia e de seca; dados do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), JERS-1, T/P para avaliar a profundidade dos rios; AVHRR, MODIS e Landsat para analisar largura da área alagada; *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP); e *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) para quantificar a quantidade de precipitação na bacia hidrográfica analisada. Muitos deles associam estes dados de sensoriamento remoto com dados de estações fluviométricas e dados gerados em modelos. Os dados de estações fluviométricas servem também para validar os dados de sensoriamento remoto e por sua vez os dados de sensoriamento podem validar banco de dados existentes ou serem utilizados para alimentar ou validar modelos.

Beighley et al. (2009) usaram dados TRMM e do MODIS como dados de entrada do modelo de balanço hídrico *Water Balance Model* (WBM) para simular processos hidrológicos na bacia Amazônica. Já Paiva et al. (2013) utilizaram dados do SRTM (para gerar os parâmetros de geometria de rios-planícies inundadas) e TRMM como dados de entrada e validou o modelo hidrológico MGB-IPH com dados de sensoriamento remoto (ENVISAT e GRACE) e banco de dados de extensão de inundação de multisatélites proposto por Papa et al. (2010). A validação feita foi das variáveis de níveis de água, extensão de inundação e estoque de água terrestre na bacia Amazônica.

Alguns pesquisadores criaram um banco de dados chamado de *Global Inundation Extent from MultiSatellite* (GIEMS), dados mensais de inundação e dinâmica de superfície de água com resolução de 25 x 25 km² através da análise de

vários sensores no período de 1993-2007 (Aires et al., 2013), este é o único banco de dados que fornece frações de inundação na extensão de superfície de água com resolução comparável por um longo período de tempo. Em sua pesquisa, Aires et al. (2013) propõem de maneira satisfatória a redução de resolução, utilizando o GIEMS e dados SAR para 500 m, utilizando técnicas estatísticas através de dados, que coincidem da baixa resolução da fração inundada do banco de dados com a alta resolução do SAR (500 m) através de condições de alta e baixa de água.

Outro banco de dados de lagos, reservatórios e áreas alagadas foi criado com um *Sistema de Informações Geográficas* (SIG) através de mapas já existentes, dados e outras informações. Estes dados foram validados com produtos de cobertura terrestre (MOD12) MODIS e a resolução dos mapas são de 1 km (Lenher e Döll, 2004).

Asdorlf et al. (2010) analisaram a quantidade de água armazenada, de entrada no sistema e a drenagem na planície de inundação na região Amazônica em seis áreas ao longo do rio Amazonas, utilizando dados dos sensores GRACE, SRTM e o JERS-1, além das trocas de água entre a planície inundada e o canal principal do Amazonas. Eles concluíram que a quantidade de água armazenada e posteriormente drenada pela principal região, onde ficam as planícies de inundação anualmente, representa 5% do volume total de água descarregada a partir do Amazonas para o Oceano Atlântico. Entretanto, a quantidade de água que flui para dentro ou fora da planície do Amazonas é semelhante para a maior parte do canal. Como as seis áreas possuem o mesmo tamanho, o controle sobre a taxa de fluxo na planície inundada não é pelo fluxo do canal principal e sim pelo tamanho da planície. Ao compararem os dados do GPCP com os dados GRACE, concluíram que o aumento de massa tem um atraso em 1,5 meses após a precipitação e que os intervalos de amplitude das anomalias de massa

são espacialmente consistentes, a montante e a jusante, com possíveis alterações de armazenamento nas planícies de inundação.

Papa et al. (2008) compararam a variação da extensão da água superficial e armazenamento de água em seis grandes bacias hidrográficas que representam diferentes regiões (tropical, latitudes médias e semiárido): bacia do Amazonas, Ganges, Congo, Mekong, Mississippi e Níger. Este estudo é feito através da comparação de um banco de dados de extensão de água superficial derivado de múltiplos satélites, e outro diferente e independente de água de superfície e armazenamento de água derivado do satélite GRACE e modelagem WGHM, estimativas de precipitação através do GPCP, profundidade de corpos d'água derivados do sensor altimétrico T/P e vazões medidas em estações no período de 2003-2004. As bacias hidrográficas que apresentaram um atraso entre a variação de precipitação e a variação na extensão de água foram a bacia Amazônica (2 meses), mostrando que o fluxo que flui nas regiões à montante contribui com um atraso para inundações à jusante devido ao longo tempo de concentração na grande rede hidrográfica Amazônica, Mekong (1 mês) e Níger (1 mês) estas bacias são controladas por grandes eventos de precipitação durante a estação chuvosa.

Já o Ganges e o Congo não mostraram nenhum tipo de atraso. O Ganges porque recebe intensa pluviosidade local durante a monção anual e o Congo porque as suas sub-bacias têm diferentes respostas às chuvas em termos de cheias e de armazenamento devido as diferentes propriedades do solo em toda bacia. Entretanto, o Mississippi não tem boa relação entre a extensão de água e precipitação porque a hidrologia da bacia é complicada pela dinâmica de inundação parcialmente impulsionada pelo derretimento de neve na primavera nas porções superiores da bacia. Assim, o atraso com o qual o aumento da extensão de água superficial traduz num

aumento significativo de volume de água depende do processo de transporte de água e no tempo de concentração da bacia (Papa et al., 2008).

Segundo Aquino et al. (2008), grandes rios possuem respostas diferentes e complexas de inundação e este fator está relacionado ao comportamento espacial da cheia ao longo do sistema fluvial, de sua duração, ritmo de subida/descida e outros fatores.

Futuramente serão lançadas duas missões de satélite na intenção de preencher lacunas que ainda existem na medição de variáveis hidrológicas apesar de todos os avanços já adquiridos por sensoriamento remoto. A *Soil Moisture Active Passive* (SMAP) que deve ser lançada em 2014 pela NASA, projetada para medir umidade do solo, poderá gerar mapas de inundação com um radar SAR de resolução de 1 a 3 km, banda L (1,4 GHz) com resolução radiométrica de 40 km e com tempo de revisita de 3 dias. O *Surface Water and Topography* (SWOT) está planejado para ser lançado em 2019 pela parceria NASA e *Centre National d'Études Spatiales* (CNES), com um radar interferométrico banda Ka (KaRIN), com um tempo de revisita de 11 dias e designado especificamente para área de superfície de água e medição na mudança de armazenamento de água (Aires et al., 2013). Poderá também estimar-se a vazão através do SWOT, com alguns algoritmos desenvolvidos especialmente pra isso.

Entretanto, ainda existe uma lacuna muito grande entre os dados disponíveis e as regiões de estudo, pois os dados altimétricos não cobrem todo o globo e os dados gravimétricos são destinados a estudo de grandes bacias. Assim, os dados radiométricos apresentam-se como a melhor opção para estudos de hidrossistemas em qualquer região do globo.

3. METODOLOGIA

Nesta seção, são descritos os tipos de dados utilizados na pesquisa e as etapas necessárias, desde a obtenção dos dados de sensoriamento remoto, análises aplicadas até a obtenção final do banco de dados.

3.1. Área de estudo: Bacia do rio Araguaia

A Bacia do Araguaia foi escolhida nesta pesquisa pela combinação de extensão e largura de seus rios que, conjuntamente, possuem dimensões relevantes de serem captadas pelo MODIS, e por possuir diversas estações fluviométricas dispostas ao longo do seu percurso. O limiar de detecção do MODIS (250 m) é o mais adequado para analisar o Araguaia, por este não ser um rio muito largo, como o Amazonas, e nem muito pequeno, que não possa ser detectado nessa resolução.

O rio Araguaia possui aproximadamente 2.100 km de extensão e pertence à bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia (ANA, 2009). Localizado nas regiões centro-oeste e norte do Brasil, ele nasce na serra do Caiapó, à altura do paralelo 18°, sendo o divisor natural do estado de Mato Grosso, com os estados de Goiás e Tocantins, encontrando-se posteriormente com o rio Tocantins e adentrando no estado do Pará (Melo e Paixão, 2002). A Figura 2 mostra a localização do rio Araguaia, seus principais afluentes, as estações fluviométricas distribuídas ao longo dos rios e a bacia hidrográfica à qual o rio pertence.

O clima tropical da bacia comporta duas estações bem definidas (a chuvosa e a seca), que controlam as variações da descarga no Araguaia. A estação chuvosa ocorre

entre novembro e abril, enquanto a estação seca estende de maio até outubro (Aquino et al., 2006). A vazão média do Araguaia é de $6.420 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, medida na estação mais próxima de sua foz. A precipitação anual varia entre 1.300 mm na alta bacia (alto Araguaia) e mais de 2.000 mm no baixo Araguaia, próximo à confluência com o rio Tocantins (Latrubesse e Stevaux, 2002).

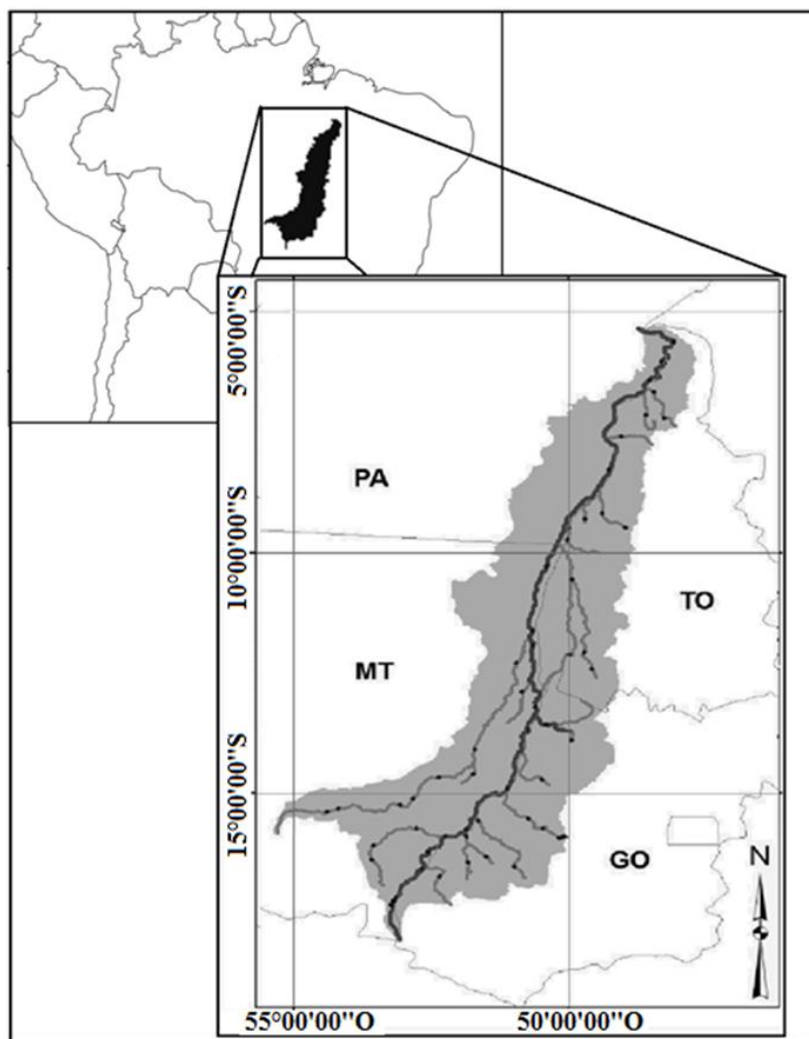


Figura 2: Localização da bacia do rio Araguaia (■), rio Araguaia (➤), principais afluentes (➤) e as estações fluviométricas (●).

3.2. Obtenção de Dados de Sensoriamento Remoto e Fluviométricos

3.2.1. Dados de Sensoriamento Remoto

Foram usados produtos do MODIS, do Landsat, do SRTM e do TRMM. Os dados do MODIS serviram para estimar a largura do rio e os do Landsat, SRTM e TRMM foram utilizados para fins de validação das estimativas das larguras obtidas a partir do MODIS.

- **MODIS**

O sensor MODIS possui uma resolução temporal, que proporciona a obtenção de imagens duas vezes ao dia (plataformas Aqua e Terra), o que permite uma maior probabilidade de se obter imagens sem nuvens sobre a região de estudo. Esse fato realça a sua importância singular, dentro dos instrumentos do *Earth Observing System* (EOS) para estudo dos processos globais da superfície terrestre, oceano e atmosfera nas regiões do visível e do infravermelho do espectro eletromagnético (Ruddorff et al., 2007). O MODIS possui alta sensibilidade radiométrica com 12 bits e 36 bandas espectrais (no intervalo de 0,4 a 14,4 μm). As resoluções espaciais dessas bandas são divididas em: 250 em 1 km; 500 em 500 m e 250 em 250 m. As plataformas nas quais seus sensores se encontram são de órbita quase-polar (705 km de altura) e sua faixa de imageamento é de 2.330 km.

Os dados MODIS foram obtidos no site da Reverb | ECHO: <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/> no formato *Hierarchical Data Format* (HDF). Os produtos e imagens do MODIS utilizados foram de refletância espectral da superfície (MOD09Q1), que possui as bandas 1 e 2 (centradas em 0,65 μm e 0,86 μm ,

respectivamente), com correção atmosférica e resolução espacial de 250 m para cada banda. Com estes dados, é possível delimitar a largura do rio, uma vez que a lâmina de água e a cobertura de terra refletem de maneiras diferentes.

Na Figura 3, pode ser visto a refletância obtida nas bandas 1 e 2 em um trecho do rio Araguaia, demonstrando que a banda 2 é a mais adequada para este estudo, pois oferece uma maior nitidez, na diferenciação entre os valores de refletância do rio e os da superfície terrestre em sua volta.

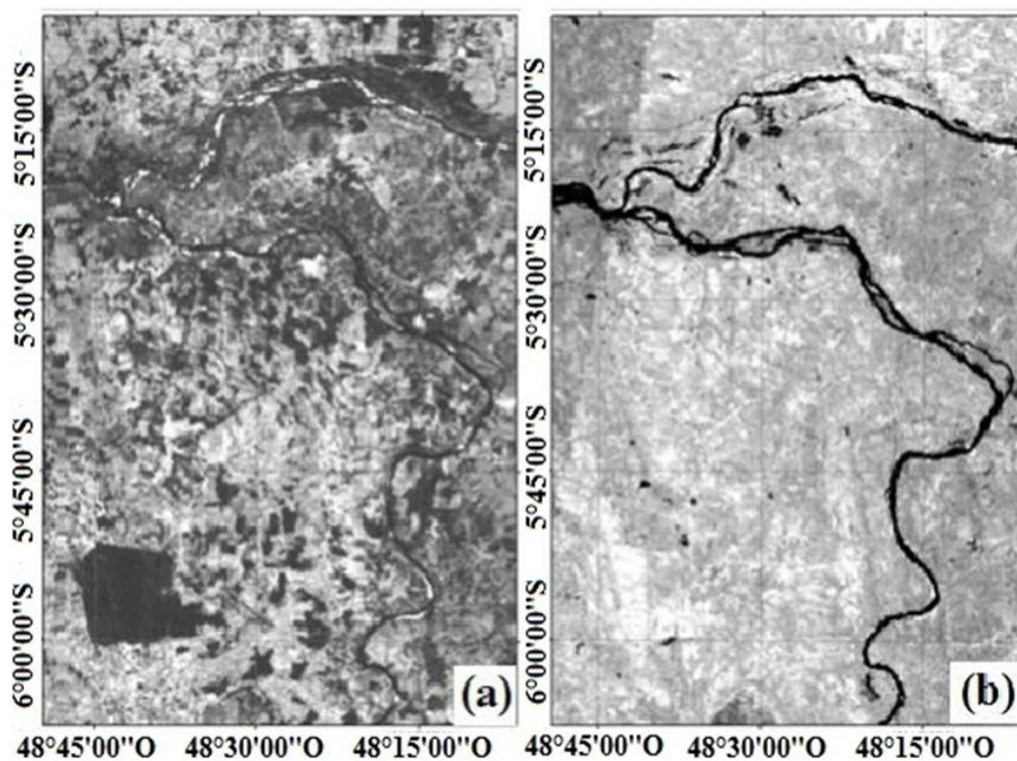


Figura 3: Produtos MOD09Q1: (a) banda 1 e (b) banda 2 da região de encontro do rio Araguaia com o rio Tocantins.

No presente trabalho, foram avaliados os produtos MODIS de oito dias, que reduz a possibilidade de nuvens sobre a região. Os dados foram analisados para os anos de 2000 a 2013.

- **LANDSAT**

A missão Landsat foi desenvolvida pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), sendo sua resolução temporal de 16 dias (Novo, 2010). Os últimos satélites da série Landsat colocados em órbita, são os Landsat-5, Landsat-7 e o Landsat-8, que possuem a bordo o sensor *Thematic Mapper* (TM), o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) e o sensor *Operational Land Imager* (OLI), respectivamente. O sensor TM possui 7 bandas com resolução de 30 m, enquanto, o ETM+ possui uma banda pancromática com 15 m de resolução e uma banda termal de 60 m, além das bandas presentes existentes no TM (Freitas et al., 2005). Nessa pesquisa, foi utilizado apenas o sensor TM, uma vez que no Landsat-7 ocorreram falhas operacionais desde 2003 (Florenzano, 2011) e o sensor OLI disponibiliza imagens apenas a partir de 8 de março de 2013. A banda analisada foi a 4 (faixa espectral entre 0,76 e 0,90 μm), que se localiza na faixa do infravermelho próximo, sendo uma região que destaca bem corpos d'água, devido ao contraste que se estabelece entre a alta refletância da vegetação no infravermelho e a alta absorção dessa faixa pelas superfícies líquidas.

Na Figura 4, pode ser visto comparativamente a composição RGB – 543 (Figura 4a) e a imagem da banda 4 (Figura 4b) do sensor TM. Elas evidenciam que não se faz necessário o uso de uma composição RGB, já que o contraste na banda 4 possibilita que os rios (Araguaia e Tocantins) sejam bem caracterizados.

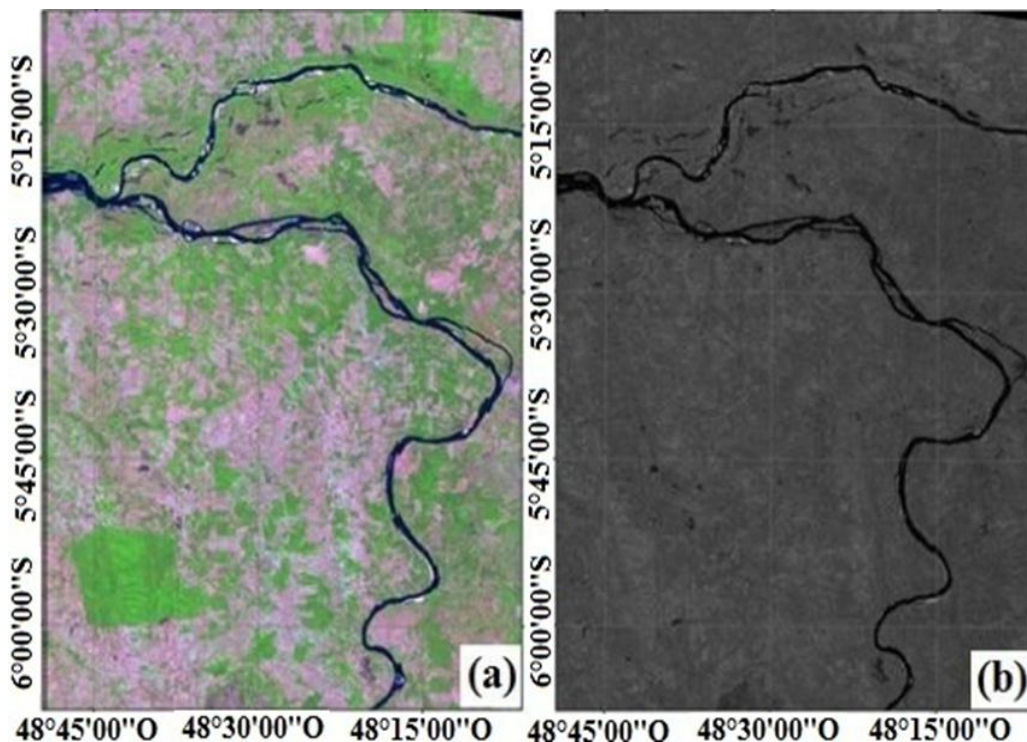


Figura 4: Imagem Landsat do encontro do rio Araguaia com o Tocantins: (a) composição RGB - 543 e (b) banda 4.

Os dados foram obtidos no site de Catálogo de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>. Estas imagens foram utilizadas para comparar a largura do rio encontrada pelos produtos MODIS.

O intuito desta pesquisa foi estimar a largura do rio na Bacia do Araguaia através de sensoriamento remoto radiométrico, para isso a escolha do MODIS se deu através das características deste sensor comparado com os demais disponíveis para essa obtenção.

A escolha de um sensor ou de um certo tipo de dado está diretamente relacionada com as suas características, da facilidade de acesso, de trabalhar com estes dados e também com a variável que se deseja quantificar, assim como, a aplicação a qual se está fazendo o estudo. Deve-se observar a resolução espacial, assim como a temporal, espectral e a radiométrica.

As resoluções de um sensor são as características básicas relacionadas ao tipo de informação que esses registram (Novo, 2007). A resolução espacial expressa a

menor informação detectada pelo sensor, a espectral expressa a quantidade de bandas e a largura das faixas de sensibilidade de cada banda do sensor. A energia captada pelo satélite pode ser dividida em bandas do visível, infravermelho e dão origem às imagens multiespectrais.

A resolução radiométrica de um sensor descreve sua habilidade de distinguir variações no nível de energia refletida, emitida ou retroespalhada que deixa a superfície do alvo. Esta energia apresenta diferenças de intensidade contínuas, as quais precisam ser detectadas, registradas e reproduzidas pelo sensor.

A resolução temporal indica quando a informação será obtida novamente pelo sensor. Essa informação é essencial para o monitoramento de recursos hídricos de uma região, pois indica se o sensor é adequado ou não para a aplicação na qual está sendo utilizada.

No caso dessa pesquisa, em que se desejou monitorar a largura do rio e criar um banco de dados, para alimentar modelos hidrológicos, se fez necessário que a resolução espacial fosse a menor possível, sem perder a qualidade de dados com uma boa resolução espacial.

Na Tabela 1, pode-se verificar a diferença de atributos entre o MODIS e o Landsat, justificando a escolha do primeiro para este estudo.

Tabela 1: Descrição dos Sensores MODIS e Landsat

RESOLUÇÃO	MODIS	LANDSAT
Espacial	250 m	30 m
Temporal	1 dia	16 dias
Radiométrica	12 bits	8 bits
Espectral	36	7

Embora o MODIS possua uma resolução espacial maior (250 m) do que a do Landsat (30 m), a sua resolução temporal é diária para muitos lugares do globo, com exceção apenas da região equatorial, onde a sua cobertura é feita a cada dois dias. Isso ocorre por ele ser um satélite de órbita quase-polar. Apesar da região de interesse

(bacia hidrográfica do rio Araguaia) estar em uma faixa que abrange esta região que não tem cobertura total diária, o fato de a cada dois dias ter imagens MODIS para monitorar a região é de grande valia, quando comparado com os dados do sensor Landsat (resolução temporal de 16 dias).

As imagens Landsat utilizadas foram obtidas apenas para a região, em que o rio e seus principais afluentes estavam presentes totalizando em 65 imagens pertencentes: a órbita 222 e os pontos 069 e 071; órbita 223 e pontos 064 à 072; órbita 224 e pontos 068 à 072; e órbita 225 e pontos 070 e 071. Foram escolhidas as imagens que não possuíssem nebulosidade e procurou-se escolher também, nas duas épocas do ano (verão e inverno), no intuito de estimar e detectar a largura do rio em suas duas fases.

- **SRTM**

A missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) coletou dados com alta resolução espacial (de aproximadamente 90 m). O SRTM possui duas aberturas sintéticas de radar, um com o sistema da banda – C (comprimento de onda de 5,6 cm) e outra com o sistema de banda – X (comprimento de onda de 3,1 cm). O objetivo operacional do radar C era gerar contínuos mapeamentos de cobertura, tal como solicitado pelos objetivos da missão. O radar X gera dados ao longo de trechos de 50 km de largura. Estes trechos possuem cobertura quase contínuas para a maior parte das latitudes (Farr et al., 2007).

Os dados do SRTM foram obtidos no site da EMBRAPA Monitoramento por satélite: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/>, no formato GEOTIFF (16 bits), com resolução espacial de 90 metros, a unidades de altitude em metros e com o

sistema de coordenadas geográficas, datum em WGS-84. A partir desses dados, buscou-se verificar se a largura do rio estimada pelo MODIS em determinadas estações, corresponde à declividade no mesmo ponto. Para isso, foram escolhidas 5 estações, destacadas na Tabela 2 a seguir, e mais um ponto adicional intitulado 00000154, com latitude 06°50'32''S e longitude 49°04'02''O. Este ponto foi definido através de análise das imagens tanto Landsat quanto MODIS, no intuito de validar um dado de sensoriamento remoto, não possuindo valores observados e sim valores estimados, para verificar se ele terá um comportamento semelhante aos demais. Os seis dados estimados apresentam características completamente diferentes, tanto em relação a largura do rio, como a sua localização ao longo do rio Araguaia.

- **TRMM**

A *Tropical Rainfall Measuring Mission* é uma missão espacial projetada inicialmente para monitorar e estudar as precipitações tropicais. Desenvolvido em parceria entre a NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), o satélite foi lançado em 27 de Novembro de 1997. O satélite possui 5 sensores divididos em: (1) o radar de precipitação, que fornece mapas tridimensionais da estrutura das tempestades; (2) o imageador de micro-ondas, que fornece informações quantitativas de precipitação; (3) o scanner de radiação visível e infravermelho, que indica também a precipitação; (4) o sistema de nuvens e energia radiante da Terra, que monitora a energia trocada entre o Sol, atmosfera, superfície, nuvens e espaço; e (5) o sensor de imageamento de raios, capaz de detectar e localizar um relâmpago na região tropical.

Os dados do TRMM foram obtidos no site da NASA: trmm.gsfc.nasa.gov e utilizados no intuito de conhecer a quantidade de chuva que precipita na bacia diariamente e, assim, avaliar a relação entre a precipitação e a oscilação na largura do rio nesta bacia. O TRMM gera a informação de precipitação de 3 em 3 horas, diárias, médias climatológicas, médias anuais e anomalias. Para esta pesquisa, foi utilizado o produto diário TRMM_3B42_daily.007, que corresponde a dados diários de 1997 até os dias atuais, com resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, ou seja, resolução espacial de aproximadamente 27 km. Os dados utilizados foram correspondentes a época de estudo de 2000 a 2013 e foram projetados no formato da área de drenagem, que contribui para um específico ponto, através do script *NCAR Command Language* (NCL).

3.2.2. Dados Fluviométricos

Foram utilizados os dados fluviométricos obtidos no site da Agência Nacional de Águas (ANA), www.ana.gov.br, a partir do sistema HidroWeb, para a Bacia do Araguaia. Foram utilizados os valores de largura do rio Araguaia e de seus afluentes, medidos diretamente ou estimados através do perfil transversal do rio e da cota em 45 estações fluviométricas, do período de 2000 a 2013 descritas na Tabela 2 juntamente com as suas respectivas coordenadas geográficas, área de drenagem (A_d), largura mínima, média e máxima do rio encontradas para cada uma delas.

Tabela 2: Estações ao longo da bacia Araguaia

ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	A _d (km ²)	LARGURA (m)		
				MIN	MÉDIA	MAX
24050000	17°18'04" S	53°13'02" O	2.080	23,99	26,88	37,86
24070000	17°13'09" S	53°09'39" O	1.760	32,45	37,35	44,37
24196000	16°43'07" S	52°19'56" O	1.770	26,51	31,20	33,93
24200000*	16°12'02" S	52°32'59" O	18.400	92,24	108,23	137,83
24650000	15°42'40" S	52°45'16" O	1.950	26,00	39,19	68,40
24700000	15°53'29" S	52°13'40" O	36.800	117,15	182,69	226,22
24750000	16°18'09" S	51°28'09" O	6.430	94,63	118,46	155,84
24770000	16°35'12" S	51°48'55" O	962	6,30	33,57	42,00
24780000	16°25'50" S	51°48'59" O	1.360	15,99	27,60	51,34
24800000*	15°53'23" S	51°51'10" O	12.000	74,91	109,92	132,07
24850000	15°44'17" S	51°49'41" O	50.100	189,03	285,61	337,41
24900000	16°30'45" S	50°59'46" O	2.060	27,94	35,79	53,00
24950000	15°34'20" S	51°38'04" O	50.100	56,22	104,92	130,73
25090000	15°54'53" S	50°07'40" O	103	7,39	9,66	20,89
25100000	15°55'20" S	50°10'18" O	229	6,55	15,12	31,55
25120000	15°53'49" S	50°26'19" O	261	4,40	8,84	20,01
25130000	15°31'08" S	50°42'17" O	5.310	16,93	86,08	143,76
25140000	15°21'45" S	51°10'32" O	3.280	24,40	33,16	43,31
25200000	14°54'07" S	51°04'55" O	76.300	263,84	379,71	537,83
25700000	13°41'23" S	50°48'00" O	92.300	258,58	445,74	537,83
25750000	13°53'55" S	49°57'05" O	8.660	27,60	75,96	95,80
25800000	13°33'41" S	50°24'04" O	18.300	38,00	131,57	174,91
25950000	13°12'35" S	50°35'06" O	117.000	160,70	369,38	538,03
26015000	12°53'01" S	50°49'56" O	10.500	72,88	83,38	103,69
26050000	15°14'55" S	53°03'19" O	17.700	93,50	110,96	138,02
26100000	14°40'21" S	52°21'18" O	25.300	104,48	132,93	247,90
26150000	14°35'59" S	51°43'11" O	9.390	65,29	89,23	115,94
26200000*	14°05'12" S	51°41'47" O	41.100	220,97	247,18	271,99
26300000	12°17'31" S	50°57'49" O	59.300	235,59	271,61	342,22
26350000	11°37'05" S	50°39'45" O	194.000	457,77	578,29	714,31
26710000	12°05'19" S	49°59'16" O	8.150	37,88	123,63	213,21
26720000	12°25'04" S	49°35'21" O	6.610	21,20	74,23	93,44
26730000	11°50'21" S	49°46'16" O	9.040	56,18	79,44	115,18
26790000	11°19'00" S	49°16'00" O	1.420	6,00	23,72	38,18
26800000	10°33'53" S	49°56'03" O	35.800	156,41	197,42	226,75
27110000	09°30'01" S	49°58'59" O	6.370	52,03	86,25	112,50
27370000	09°36'13" S	48°58'15" O	186	3,90	9,54	15,07
27500000*	08°16'10" S	49°15'34" O	332.000	1.402,53	1.628,82	1.782,75
27530000	07°52'35" S	48°52'44" O	1.790	15,74	28,77	36,94
27550000	07°36'49" S	49°02'43" O	1.150	16,54	30,92	52,34
28150000	07°08'43" S	48°36'37" O	1.580	24,36	33,40	54,20
28200000	07°12'27" S	48°17'45" O	1.330	20,64	25,69	33,69
28240000	06°40'18" S	48°28'11" O	3.470	41,34	48,93	62,91
28300000	06°24'35" S	48°32'32" O	377.000	1.252,37	1.399,45	1.779,40
28840000	06°02'34" S	48°11'59" O	1.530	21,00	26,63	29,80
28850000*	05°38'04" S	48°07'47" O	388.000	1.034,25	1.135,63	1.219,71

* Estações selecionadas para comparações com dados SRTM.

✓ Pontos adicionais

Foram selecionados 194 pontos ao longo do rio Araguaia e de seus principais afluentes para obtenção adicional de dados a partir de imagens Landsat, no intuito de ter mais dados validados, uma vez que, os dados observados são coletados apenas nas estações e, em geral, são coletados a cada 3 meses.

O Landsat permite uma maior cobertura temporal do que os dados observados, permitindo a estimativa do mesmo ponto a cada 16 dias. Foram coletadas imagens que tivessem a menor cobertura de nebulosidade, evitando, assim, uma estimativa errônea da largura do rio nos pontos selecionados.

Cada ponto escolhido mantinha uma distância de aproximadamente 500 m, para que nas imagens MODIS não correspondessem ao mesmo píxel, uma vez que a resolução espacial do Landsat é maior quando comparada com a do outro sensor.

Procurou-se, também, coletar pontos espalhados ao longo do Rio Araguaia e de seus principais afluentes, devido a estes representarem larguras diferentes de rio e, deste modo, validar melhor a detecção do MODIS e descobrir o limite de detecção com uma boa precisão.

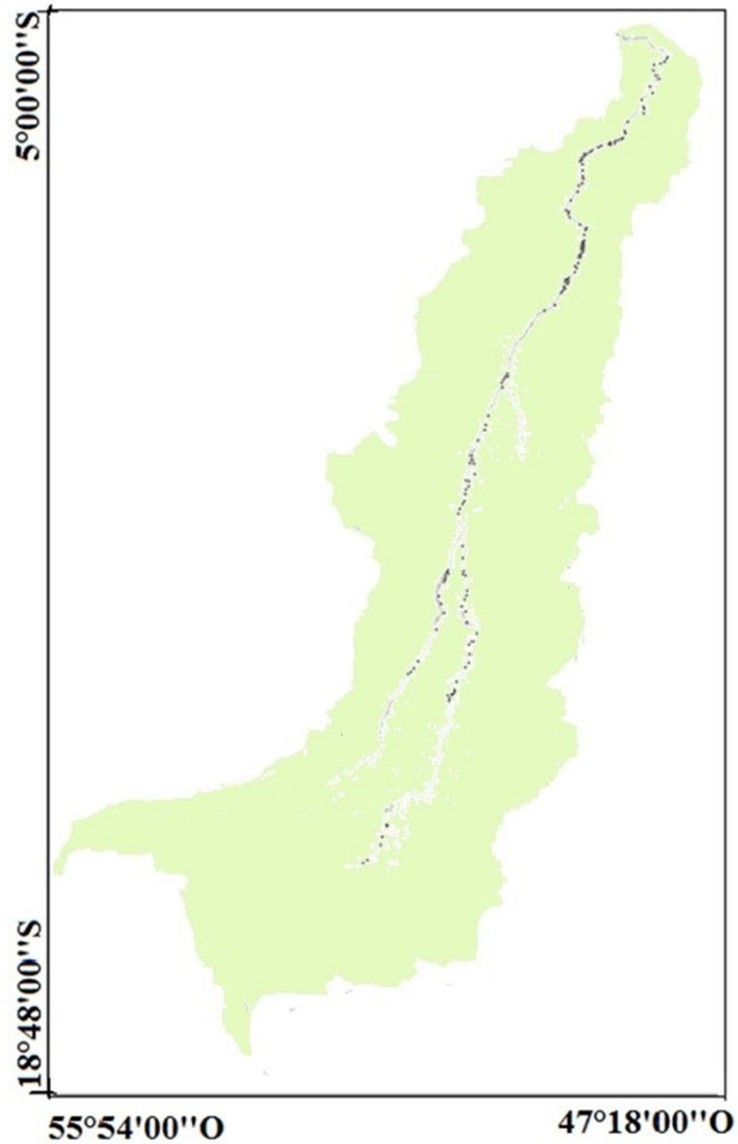


Figura 5: Pontos adicionais de coleta de dados (●) no rio Araguaia e nos seus principais afluentes para obtenção de dados a partir das imagens Landsat.

3.3. Processamento das imagens de satélite

As imagens do produto MODIS foram reprojetaadas no software *MODIS Reprojection Tool* (MRT), de distribuição livre e disponibilizado no site <https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/tools> da *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LP DAAC). O MRT foi utilizado para modificar a projeção cartográfica

original dos dados do sensor MODIS, que é “*Sinusiodal*”, para “*Universal Transverse Mercator*” (UTM), e para gerar um mosaico da região de estudo, uma vez que as imagens individuais não abrangem toda a região.

A projeção UTM foi escolhida para ter a imagem em coordenadas planas e a unidade de medida em metros, facilitando a medida da largura do rio. Esta transformação só foi realizada, considerando que toda região da bacia reprojeta à pertença a mesma zona UTM, que no caso desta pesquisa é zona 22°S, caso contrário isso não seria possível, as imagens Landsat adquiridas no catálogo de imagens do INPE já estavam na projeção UTM.

As imagens Landsat foram transformadas em arquivo NetCDF no software *ArcGis 10*, para facilitar a sua posterior manipulação na linguagem *NCAR Command Language* (NCL).

3.4. Técnica utilizada para detecção do rio

A detecção e o cálculo da largura do rio foram feitas por meio de um script gerado em linguagem NCL. A partir deste script, as imagens Landsat e MODIS foram processadas para reconhecer em a refletância da água e, assim, detectar o rio Araguaia e seus afluentes. Para isso, foi utilizada a técnica de filtragem, que define os valores que identificam categorias de píxeis definidos como “rio”, “parcialmente rio” (margem direita e margem esquerda do rio) e “não rio”. Um “Filtro passa-baixa” foi estabelecido com a finalidade de eliminar as altas frequências de refletância, já que tanto os píxeis da categoria “rio”, como os da “parcialmente rio”, possuem valores baixos de refletância.

A refletância registrada nos sensores é informada em níveis de cinza. Cada sensor registra uma quantidade específica relacionada à capacidade do mesmo. No caso do MODIS, por ser de 12 bits registra até 32768 níveis de cinza, enquanto, o Landsat que é 8 bits registra apenas 256 níveis de cinza. Para os dados MODIS, os valores de refletância estão em níveis de cinza registrados entre -100 e 16000, informação contida no próprio cabeçalho da imagem.

Para calcular a largura do rio, foi implementada no script NCL a seguinte equação, para contabilizar os píxeis categorizados como “rio” ou “parcialmente rio:

$$W = n_p \times w + (1 - f_L) \times w + (1 - f_R) \times w \quad (3)$$

Em que:

W = largura do rio, m;

n_p = número de píxeis caracterizados como rio, adimensional;

f_L = fração da margem esquerda que não é rio no píxel, adimensional;

f_R = fração da margem direita que não é rio no píxel, adimensional; e

w = largura do píxel, m.

A categoria “parcialmente rio” foi determinada subtraindo-se a fração do píxel que é terra (f_L ou f_R). Essa fração do píxel pode variar de 0,01 e 0,99.

Para identificar a real largura do rio no ponto correspondente a cada estação, foram feitos cálculos em algumas direções transversais do rio, sendo o menor valor encontrado, utilizado para determinar a largura do rio. Este procedimento ilustrado para a estação 28850000 da ANA é apresentado na Figura 6.

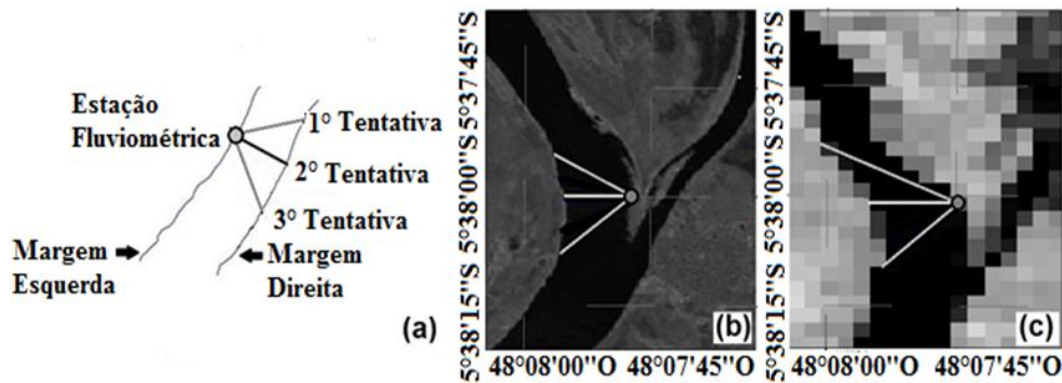


Figura 6: Esquema da técnica utilizada para determinação da largura do Rio Araguaia (a), ilustrada sobre imagem Landsat (b) e MODIS (c).

Foram feitos, inicialmente, 15 testes, utilizando valores de cinza diferentes, tanto para as categorias “rio” quanto para “parcialmente rio” para verificar quais os valores que se ajustaram melhor, quando comparados, com os valores observados através de regressões lineares e análises de erros absolutos. Determinou-se, primeiramente, o valor limite de níveis de cinza, para os píxeis que eram considerados “rio” a partir das análises de rios maiores que um píxel e verificando se o erro absoluto entre o valor encontrado e o observado era maior que 231,7 metros (1 píxel). Caso isto ocorresse, o valor era descartado.

Após escolhido o limite de níveis de cinza para “rio”, foi definido também o próximo valor como Limite Inferior (LI) para a categoria “parcialmente rio”. Como já foi mencionado, esta categoria vai variar de 0,01 a 0,99 do píxel, sendo que o LI corresponde a um píxel contendo 99 % (0,99) de água e o Limite Superior (LS) a 1% (0,01) como mostra o gráfico da Figura 7.

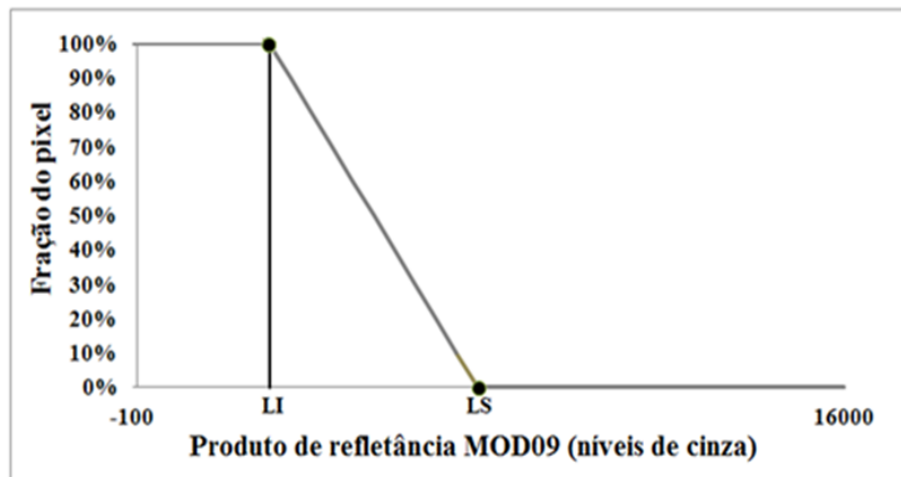


Figura 7: Método para determinar a fração do píxel relacionando com níveis de cinza.

Após definir o Limite Inferior, foram feitos mais 12 testes, variando apenas o Limite Superior, totalizando em 27 testes (15 para definir LI e 12 para LS). Para encontrar o LS, foi feita uma regressão linear simples, confrontando os valores encontrados em cada teste, variando apenas o LS, com os valores observados pelas estações da ANA e estimados pelo Landsat. O teste que teve a curva melhor ajustada e com o melhor coeficiente de determinação (R^2) foi o escolhido.

Foi verificado também, se as imagens utilizadas para detectar o rio possuíam nuvens, pois imagens contendo nebulosidade poderiam prejudicar a estimativa real da largura do rio. Assim, todas as imagens que possuíam nuvens no ponto estimado eram cortadas da detecção.

Apesar das imagens do produto MODIS de 8 dias diminuírem a quantidade de nuvens, em algumas imagens principalmente na época da estação chuvosa, houve nebulosidade sobre alguns pontos da bacia hidrográfica estudada. Para solucionar isto, foi feita uma média da imagem anterior e posterior à imagem analisada apenas no ponto em que ocorreu a nebulosidade para gerar os mapas de largura do rio.

3.5. Validação do Landsat e do MODIS

A validação dos produtos obtidos pelo MODIS foi feita a partir dos dados observados das 45 estações fluviométricas da ANA (Tabela 2) e de dados do sensor Landsat. Para isso, foram analisadas, aproximadamente 65 imagens (cada imagem abrange 8 dias). Uma vez que as 45 estações fluviométricas da ANA possuem valores diários correspondentes a diferentes datas, isso possibilita que uma única imagem sirva para ser confrontada com mais de uma estação. As imagens Landsat utilizadas foram referentes a aproximadamente 5 dias diferentes ao longo do período analisado, uma vez que os dados MODIS são dados representativos para toda a Bacia do Araguaia em um mesmo dia.

Foram definidas 3 classes para analisar a resposta do MODIS em relação à largura estimada pelo mesmo. A primeira classe escolhida foi para rios menores que 116 metros, pois, como já foi mencionado, o píxel do MODIS nesta pesquisa está sendo considerado de 231,7 metros e assim esta classe avalia a resposta do sensor para rios menores que meio píxel. A segunda foi escolhida para representar rios entre meio e um píxel, ou seja, rios com largura entre 116 e 232 metros e a terceira classe foi definida para rios maiores que 232 metros ou um píxel. Após este procedimento, foram calculados os erros relativos e absolutos para verificar qual das categorias já mencionadas tinha uma estimava melhor do MODIS.

Os valores do MODIS foram comparados com os valores observados nas estações e os estimados pelo Landsat, através de análises estatísticas, usando regressões lineares e medidas do erro médio. O RMSE é utilizado para expressar a acurácia dos valores encontrados referentes aos reais e apresenta valores de erro nas

mesmas dimensões da variável analisada e, por este motivo, foi dividido pela largura observada.

Os dados do SRTM também foram utilizados para verificar a relação da largura do rio com a declividade do terreno através de um script em NCL, que verifica a altitude sobre o rio e o terreno. O cálculo foi feito no mesmo sentido em que encontrou-se a menor largura do rio naquele ponto e o corte transversal utilizou 40 píxeis em linha reta, no intuito de confirmar que a menor cota é sobre o rio.

3.6. Associação da largura do rio com informações obtidas através do TRMM

Os dados de largura do rio na bacia do Araguaia obtidos pelo MODIS foram confrontados com os dados de quantidade de precipitação do TRMM, para verificar se a oscilação da largura do rio está relacionada ao período de chuva. Esta estimativa foi feita através de um script NCL, separando apenas os valores de precipitação sobre a área de drenagem referente à estação fluviométrica escolhida, para cada dia ao longo dos 14 anos estudados nesta pesquisa.

Para a comparação ser representativa, foi somada toda a precipitação sobre a área de drenagem, pretendendo-se, desta forma, verificar se a oscilação que ocorre na largura do rio é a mesma que ocorre na precipitação, porém, com uma defasagem de tempo entre estas duas variáveis.

3.7. Geração dos mapas de largura do rio e criação do Banco de Dados

Foi elaborado um script em NCL para separar o que é rio no restante da bacia. Foram gerados mapas, a partir deste script, de largura do rio na Bacia do rio Araguaia. Este banco de dados foi criado para os 14 anos analisados, com falhas de apenas 7 imagens do início do ano 2000, que não estavam disponíveis no site da NASA, por não existirem ou por serem imagens experimentais, já que o satélite TERRA, com o sensor MODIS a bordo, foi lançado no final de 1999.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Ao longo dessa sessão, são apresentados e discutidos os resultados da estimativa da largura do rio Araguaia, além do monitoramento hidrológico, a partir de sensoriamento radiométrico.

4.1. Detecção e cálculo de extensão do rio Araguaia e de seus principais afluentes

Para verificar se a detecção e cálculo da largura do Rio Araguaia e seus principais afluentes pelo produto MODIS foi efetiva, inicialmente, foram realizadas análises de validação para posteriormente aplicar esta técnica para toda a bacia nos 14 anos, proposta neste estudo.

4.1.1. Validação da detecção e do cálculo de extensão do rio

Os valores mais apropriados de refletância (níveis de cinza) das categorias “rio”, “parcialmente rio” e “não rio” foram estimados a partir dos 27 testes realizados. Para a categoria “rio”, o valor de refletância encontrado é até 0,0613 (987), de 0,0614 até 0,1404 (988 até 2247) é para “parcialmente rio”, acima de 0,1404 (acima de 2247) é para a categoria “não rio”.

Como mostra a Figura 8, 12 dos 27 testes mencionados foram realizados para encontrar o limite superior (LS) de refletância, ou seja, o limite entre “parcialmente rio” e “não rio”. Através da regressão linear entre os valores de largura do rio estimados utilizando os limites superiores definidos e a largura do rio observada, foi escolhido o teste que teve a curva mais ajustada como o maior valor de coeficiente de determinação (R^2).

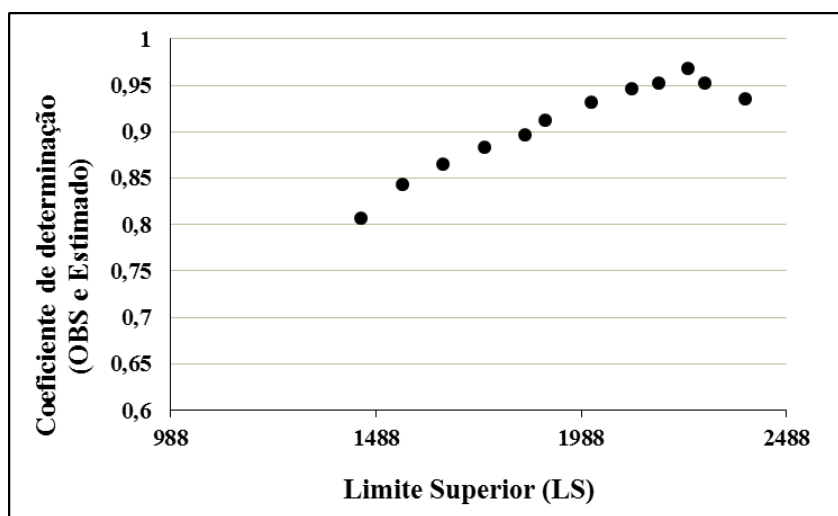


Figura 8: Determinação do Limite Superior através do coeficiente de determinação (R^2).

A Figura 8 mostra os resultados dos 12 testes realizados para determinação do limite superior (LS) da categoria “parcialmente rio”. Verificou-se o comportamento das curvas ajustadas das regressões lineares e os valores dos coeficientes de determinação. Aumentando-se gradativamente os valores do LS até o instante em que R^2 obteve o maior valor, o limite superior foi 0,1404 de refletância ou 2247 em níveis de cinza com o coeficiente de determinação de 0,968. Foram feitos mais dois testes apenas para confirmar que o valor encontrado era o que poderia ser utilizado na estimativa da largura do rio, os valores dos 12 testes variaram entre 1450 e 2387. Este mesmo procedimento foi feito também para as imagens Landsat.

A seguir, são expostos apenas os testes (um comparando dados Landsat e observados e os outros dois comparando dados MODIS e Observados e MODIS e Landsat) que foram os escolhidos por apresentarem os melhores valores estimados para o rio Araguaia.

As análises de regressão linear utilizando 235 estimativas de largura do rio a partir de imagens Landsat e dados observados das 45 estações fluviométricas apontaram que existe uma tendência linear significativa com alto coeficiente de determinação ($R^2 = 0,997$). Isto indica que dados obtidos por imagens Landsat podem ser utilizados juntamente com dados observados para validação dos dados obtidos pelo MODIS (Figura 9).

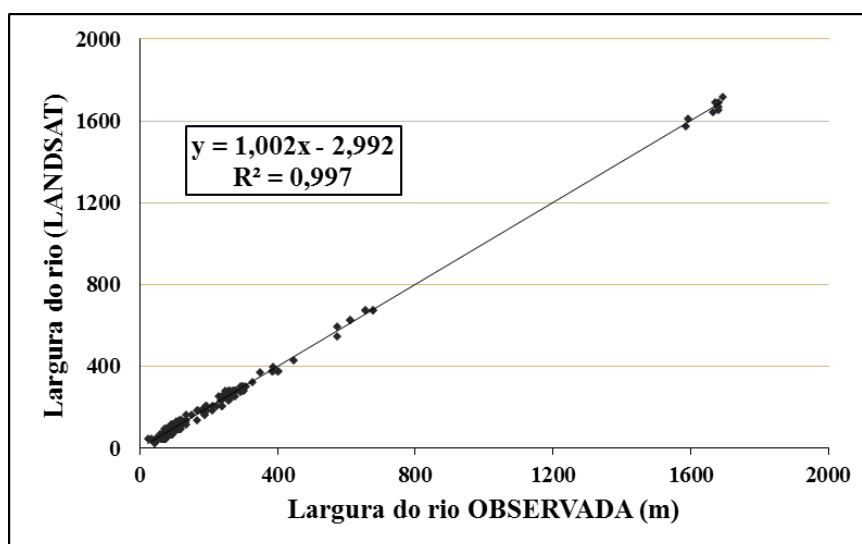


Figura 9: Gráfico de dispersão (Landsat X Observado).

Ao todo, foram estimadas 3.237 larguras no rio Araguaia e em seus principais afluentes, ao longo do período dos últimos 14 anos, através do produto MODIS e comparados com observadas nas estações fluviométricas. Com a faixa de variação da largura, quando comparadas com as larguras observadas, é possível observar que a correlação entre os dados MODIS e os dados observados é alta, tendo um coeficiente de determinação de 0,968 (Figura 10). Esses resultados apontam para o sentido de que

é possível utilizar dados do sensor MODIS para estimar com certa consistência a largura do rio para a região da bacia do Araguaia.

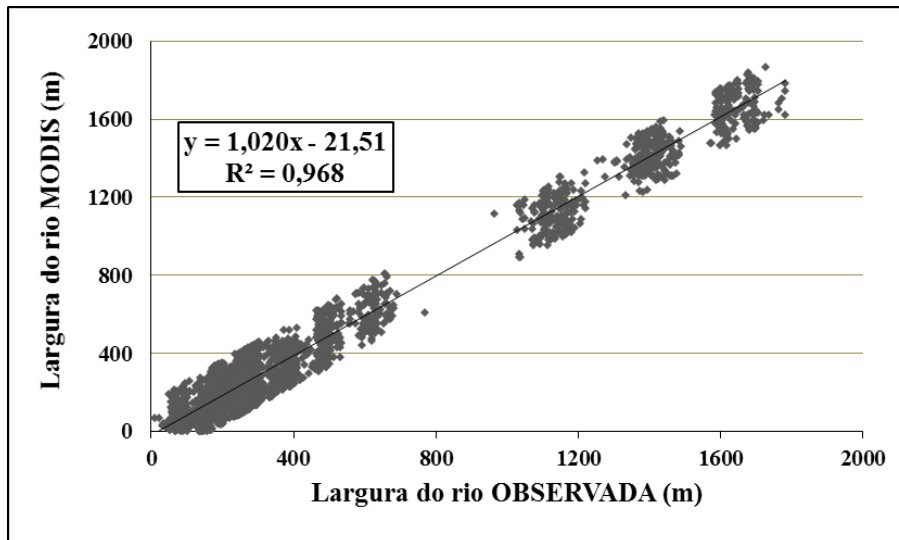


Figura 10: Gráfico de dispersão (MODIS X Observação).

Os dados MODIS também foram comparados com os dados estimados pelo Landsat. Ao todo foram 1.729 larguras estimadas ao longo de todo o percurso do rio. Estes dados apresentaram alta correlação com coeficiente de determinação de 0,972 (Figura 11).

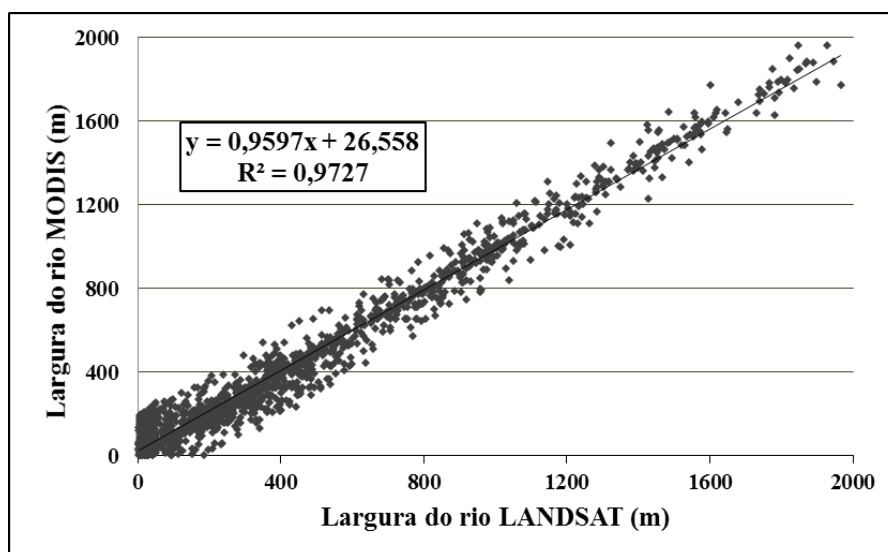


Figura 11: Gráfico de dispersão (MODIS X Landsat).

Ao adicionar os pontos estimados MODIS e compará-los com os do Landsat, não apenas aumenta o número de dados estimados de 3.237 para 4.966, como também, comparam-se larguras que não são observadas nas estações fluviométricas, devido ao fato de essas não estarem posicionadas em todo o rio, de modo especial em regiões onde as larguras do rio variam entre 800 e 1.200 m. Esses resultados evidenciam que os dados do MODIS são capazes de estimar a largura do rio com consistência. Este sensor é a ferramenta que torna possível obter informações e o monitoramento de regiões que não possuem nenhum tipo de informações observadas.

A partir das análises do erro médio (RMSE), em função da largura observada, pode-se concluir que o limite mínimo de detecção do MODIS é de 15 metros, ou seja, o sensor consegue detectar rios com largura a partir de 15 metros, embora, com superestimativa. Para este limite mínimo de detecção, a razão entre RMSE e a largura (W) é alta, sendo maior que 5. Esta razão diminui e o seu valor se aproxima de zero e com o aumento da largura do rio, o que evidencia que quanto maior a largura do rio melhor será a estimativa feita pelo sensor MODIS (Figura 12).

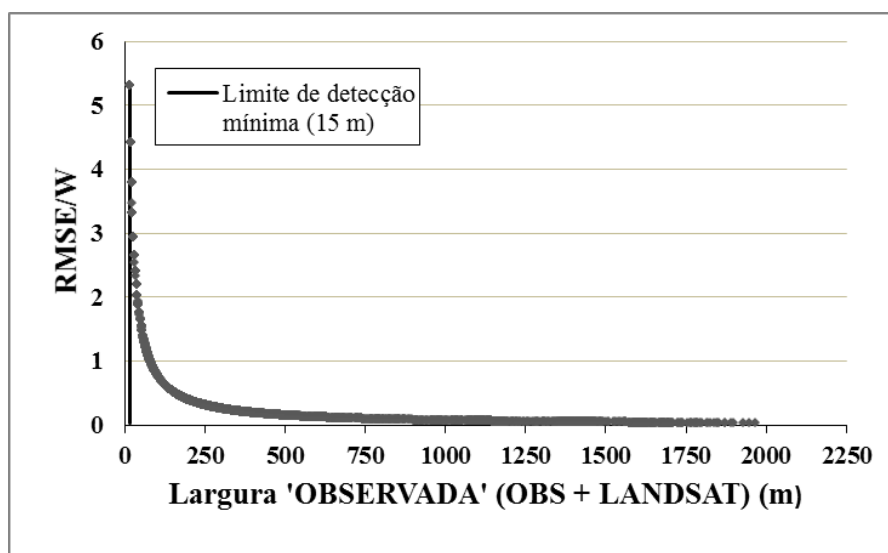


Figura 12: Gráfico de dispersão de RMSE/W em função da largura observada no rio (m).

Uma análise da frequência cumulativa do erro absoluto para as 3 classes de largura dos rios foi realizada: (1) Rios com larguras menores que 116 m (menor que meio píxel); (2) Rios com larguras entre 116 e 232 m (entre meio e um píxel); e (3) Rios com larguras maiores que 232 m (maiores que um píxel), demonstram que o erro absoluto médio é menor para a classe de rios com larguras menores que 116 metros (Figura 13). Para estas classes menores, a frequência acumulativa é de 60% para erros absolutos de aproximadamente 35 m, ou seja, a maioria das estimativas, nesta classe, apresentam erro absoluto menor ou igual a 35 m. Já para os dados da classe 2, a frequência cumulativa foi de 50% e o erro absoluto médio foi de 45 m e, para a classe 3, foi de 50% e de 63 m, respectivamente.

Estes valores são coerentes e podem ser explicados pelo fato de que o cálculo feito para rios maiores do que 232 m leva em consideração a margem direita e a margem esquerda presentes nos píxeis adjacentes, assim acrescentado valores estimados, em ambas as margens do rio, podendo os mesmos estarem subestimados ou superestimados dos dois lados.

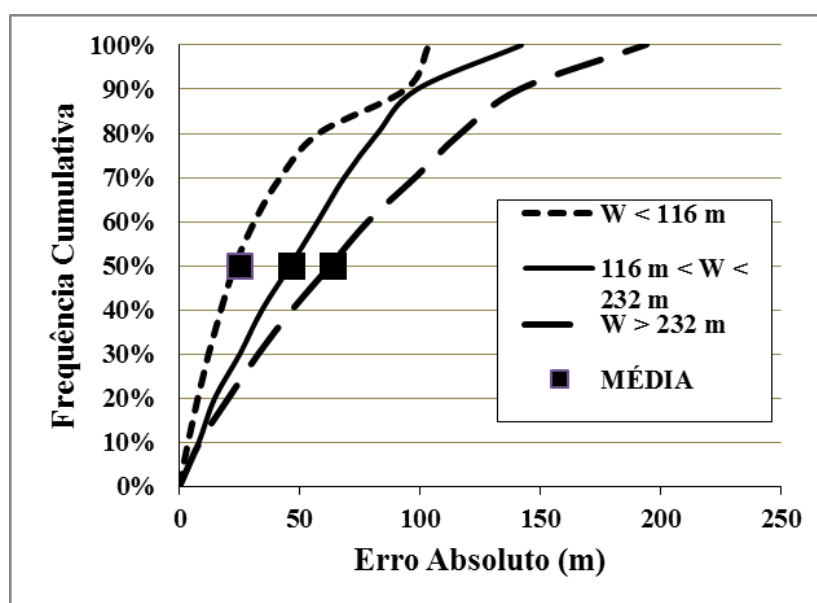


Figura 13: Frequência cumulativa (%) de erro absoluto (m) para rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e maior que 232 m.

Para rios menores que meio píxel (classe 1), 90% dos dados estimados possuem erro absoluto menor que 95 metros e que a curva que representa esta categoria é muito parecida com a de rios entre 116 e 232 m, entretanto esta última, apresenta 90% dos dados com erro menor que 98 metros. Ao comparar estas duas classes em relação ao erro absoluto, verificou-se que a primeira apresenta uma melhor resposta ao método utilizado nesta pesquisa, porém, isso pode ser justificado pelo fato desta possuir uma quantidade menor de dados estimados com ($n = 551$) comparando com a segunda ($n = 709$).

Com o erro absoluto, pode-se verificar também que não houve erros maiores que 232 metros, ou seja, em nenhuma das categorias o rio superestimou ou subestimou acima de um píxel. Justificando as refletâncias utilizadas para estimar “rio”, “parcialmente rio” e “não rio” e também concluindo-se que as maiores diferenças na estimativa da largura deve-se a refletância do “parcialmente rio”.

Na Figura 14, é mostrado um gráfico com a frequência de erros absolutos com a finalidade de verificar se o sensor pesquisado neste trabalho está superestimando ou subestimando a largura real ou a largura observada.

Nota-se que todas as curvas possuem o mesmo tipo de tendência e que as curvas possuem as maiores frequências de erro quanto mais próximos os erros absolutos de cada categoria estiver do zero. Além disso, a frequência de erros vai diminuindo conforme o erro absoluto for maior em módulo. Isto evidencia que não é tendenciosa a estimativa feita pelo MODIS e assim estes dados podem ser utilizados em modelos hidrológicos, uma vez que a perda de largura do rio estimada em um determinado ponto compensará o valor superestimado em outro.

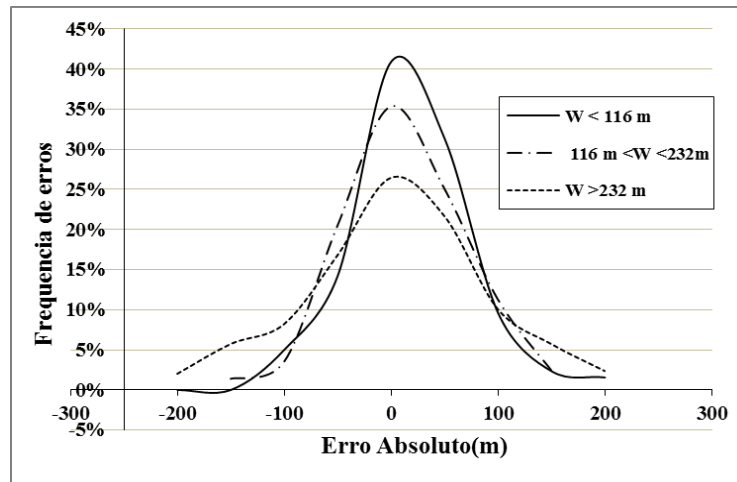


Figura 14: Frequência de erro (%) para erro absoluto (m) em rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e para rios maiores que 232 m.

Notou-se também, que a categoria que melhor se ajustou a frequência de erros foi a de larguras menores que 116 m com 40% dos seus valores próximos de zero. Isso é justificável por não serem calculadas as margens do rio nesta classe.

A Figura 15 apresenta a frequência cumulativa do erro relativo (%) para as três categorias. Percebe-se que 90% dos dados estimados de rios com largura maior que 232 m possuem erro relativo de aproximadamente 40% evidenciando uma boa estimativa para a maioria dos dados presentes nesta categoria.

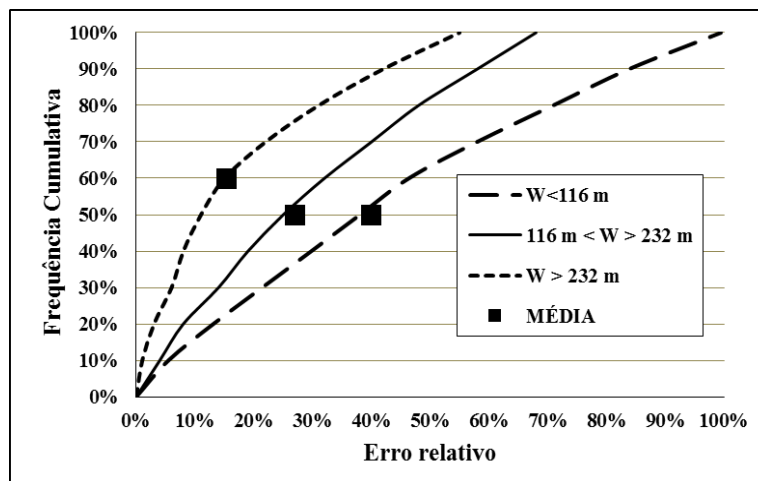


Figura 15: Frequência cumulativa (%) de erro relativo (%) para rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e maior que 232 m.

A frequência cumulativa e o erro relativo médio para cada classe é de respectivamente: classe 1 de 50% e 41%; classe 2 de 50% e 28%; e classe 3 de 60% e 15%. Isto significa que 50% dos dados estimados para classe 1 e 3 e que 60% para a 3, possuem um erro relativo igual ou menor que o erro relativo médio para ambas as classes. A diferença entre os gráficos de frequência cumulativa de erro absoluto (m) e erro relativo (%) é a inversão de posição das classes de largura do rio menores que 116 metros com a de larguras maiores que 232 m nestes dois gráficos.

O erro relativo médio encontrado, para rios menores que 116 m, encontrado foi de 41%, o que é considerado razoável por vários fatores como estar na faixa de largura o mais difícil de detecção, uma vez que o rio, nesta classe, é menor que meio píxel e, também, pelo fato de este erro levar em consideração o tamanho da largura observada.

Para os rios com largura entre 116 m e 232 m, o erro relativo médio é de 28%, pois o sensor consegue estimar melhor o rio presente em meio píxel do que em menor resolução.

O erro relativo médio é de 15% para rios com largura maior que 232 m um resultado considerado satisfatório, pois isso é caracterizado como um erro relativo muito pequeno (Figura 16).

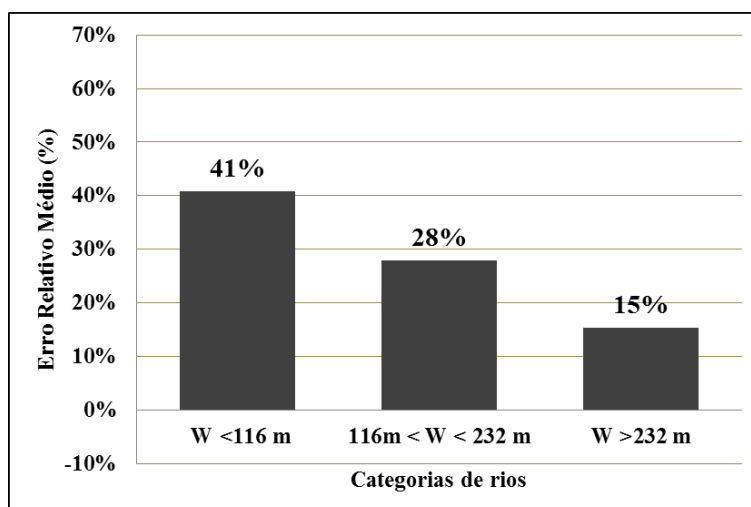


Figura 16: Gráfico de erro relativo médio (%) para rios com largura menor que 116 m, entre 116 m e 232 m e maior que 232 m.

Em uma última análise de validação, utilizando dados SRTM, buscou-se a relação entre largura do rio estimada e declividade do terreno, esperando-se encontrar a menor cota na parte da seção transversal onde passa o rio. A Figura 17 mostra diferentes gradientes de altitude e, por isso, cada cena tem a sua própria escala de cores, representando as cotas presentes na sua respectiva imagem. Isso coloca em evidencia exatamente onde passa o rio, pois ele segue seu fluxo no ponto onde a cota é menor. As estações fluviométricas ou, os pontos onde foram estimadas as larguras do rio estão representados pela linha vermelha na figura. Os pontos foram localizados nas altitudes mais baixas, ou bem próximas destas, quando comparadas com as que ficam ao seu redor, devido às estações ficarem bem próximas do rio.

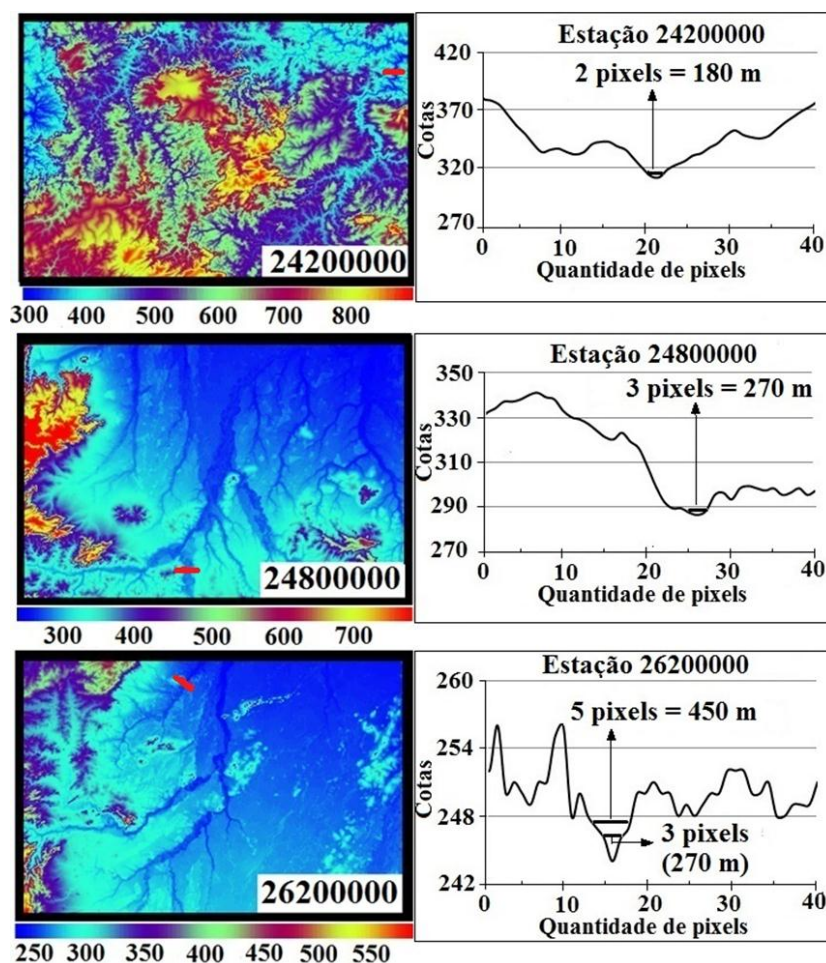


Figura 17: Imagens SRTM e o corte transversal nas estações 24200000, 24800000 e 26200000.

Os valores estimados pelo MODIS na estação 24200000 variaram entre 23,17 e 208,53 m, enquanto os valores observados oscilaram entre 94,60 e 138,00 m. Isto é justificável, pois, como mostra o corte na seção transversal do rio nesta estação, sendo que as cotas mais baixas representam até 180,00 m de largura (2 píxeis do SRTM). Já para a 24800000 os valores estimados variaram entre 23,70 e 231,70 m, enquanto os observados para o mesmo ponto foram entre 58,30 e 131,00 m, apresentando uma discrepância de aproximadamente 100 metros entre os valores observados pela ANA e estimados pelo MODIS. Entretanto, como pode ser visto na Figura 17, as cotas mais baixas do rio correspondem a 3 píxeis do SRTM, ou seja, 270 m. Assim, os valores encontrados nesta estação são justificáveis e, além disso, os valores observados são medidos no máximo 5 dias no ano e sempre nos mesmos meses, podendo não avaliar corretamente esta oscilação de largura.

Outra observação relevante que pode ser feita é que, apesar dos valores observados nas duas estações mencionadas acima variarem aproximadamente entre 50 e 130 m, os mesmos sofrem influência diferenciada da declividade, pois o 24200000 está situado em uma região em que as cotas são bem acentuadas e o 24800000 em uma região com declive mais suave.

Na estação 26200000, a largura estimada varia entre 185,36 e 324,38 metros, enquanto a observada varia entre 215,40 e 273,52 metros. Nota-se, pelo corte na seção transversal neste ponto do rio, que a largura dele pode chegar até 450,00 metros, pelo fato de ele oscilar entre as categorias de rios com largura entre 116 e 232 metros e largura maiores que 232 metros, o valor encontrado pelo MODIS pode ter sido subestimado quando comparado com os dados SRTM.

A Figura 18 mostra mais três pontos que foram analisados ao longo do rio com dados de declividade do SRTM e o corte feito na seção transversal de cada ponto,

sendo dois destes pontos representados por duas estações da Agência Nacional de Águas e outro ponto que foi escolhido num local em que não existe uma estação fluviométrica.

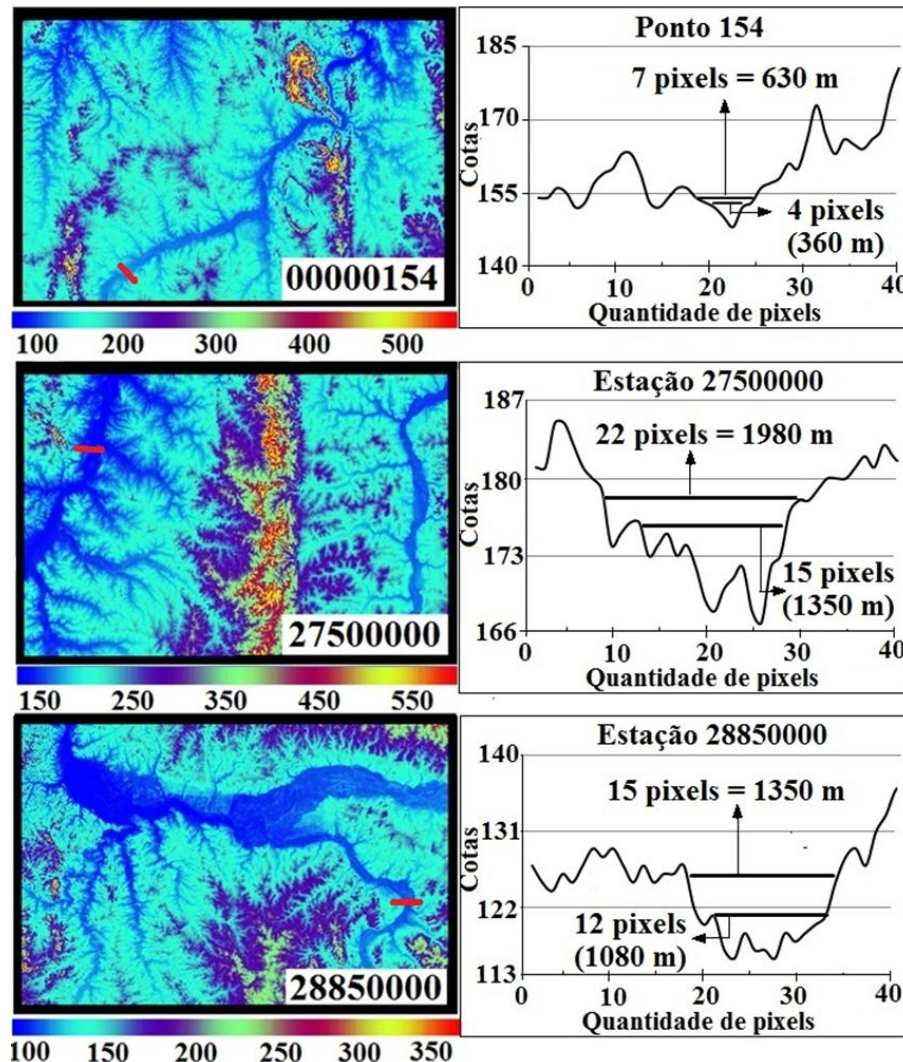


Figura 18: Imagens SRTM e o corte transversal no ponto 154 e nas estações 27500000 e 28850000.

O ponto 00000154 foi escolhido apenas pelos dados MODIS e confrontados com os dados Landsat, os valores estimados pelo primeiro sensor variou entre 393,89 e 675,23 m e pelo segundo sensor entre 403,50 e 639,60 m. Estes valores estão coerentes quando comparados com os dados do SRTM em que as cotas menores permitem que a largura do rio oscile entre aproximadamente 360 e 630 metros.

Para a estação 27500000, os valores estimados e observados variam entre 1333,86 e 2012,38 m e 1312,90 e 1779,40 m, respectivamente. Já, para a estação 28850000, os valores oscilaram entre 926,80 e 1343,25 m e 1034,25 e 1313,30 m. Apesar de a estação 28850000 ficar a jusante da 27500000, o que poderia se presumir que a largura do rio, neste ponto, é maior do que no ponto anterior. Isto não ocorre nem nas medições observadas e nem nas estimadas pelo MODIS, devido ao fato de a localização da 27500000 estar numa região em que as cotas menores estendem-se por uma área maior do que na 28500000, como pode ser visto na Figura 17. Este fato mostra a importância de analisar dados de altimetria juntamente com dados radiométricos. Assim, uma informação é complementada com a outra.

4.2. Estimativa da largura do rio – Para os anos de 2000 à 2013.

Aplicando a técnica de detecção e estimativas da extensão da largura do rio para toda a bacia do Araguaia nos anos de 2000 a 2013, buscou-se determinar quais são os pontos, ao longo do rio Araguaia e de seus afluentes, que possuíam as maiores larguras ao longo dos mesmos. Inicialmente, verificou-se onde o rio era mais largo em cada período hidrológico e, posteriormente, para o mesmo período, verificou-se a menor largura para o mesmo local. O intuito era analisar qual a variação de largura para os pontos mais largos.

A escolha de ser um ano hidrológico e não um ano civil deve-se ao fato de evitar que dois eventos de cheia ou de seca de uma mesma estação sejam considerados de dois períodos distintos. O ano hidrológico é definido pelo período que se inicia no começo da estação chuvosa e termina no fim da seca. Entretanto, como a largura do

rio possui uma pequena defasagem com a precipitação, optou-se por analisar um mês a mais no final de cada período (outubro).

A estimativa da largura do rio foi feita nos pontos onde havia estações fluviométricas da ANA e nos 194 pontos adicionais estimados pelo Landsat. Assim, a intenção era verificar todos os pontos possíveis na bacia hidrográfica.

A Tabela 3 mostra a variação de largura do rio no ponto onde sua largura é maior no período hidrológico.

Tabela 3: Variação de largura do rio no ponto onde sua largura é maior no período hidrológico

PERÍODO (Mês/Ano)	COORDENADA DOS PONTOS (LAT/LON)	LARGURA DO RIO (m) - DATA	
		MINIMO	MAXIMO
10/99 – 09/00	08°16'10"S/49°15'34"O	1.320,69 – 29/09/00	1.807,26 – 15/04/00
10/00 – 09/01	08°16'10"S/49°15'34"O	1.204,84 – 21/09/01	1.876,77 – 25/01/01
10/01 – 09/02	08°16'10"S/49°15'34"O	1.367,03 - 29/08/02	1.830,43 – 17/01/02
10/02 – 09/03	08°16'10"S/49°15'34"O	1.343,86 – 28/07/03	1.899,94 – 14/03/03
10/03 – 09/04	09°45'00"S/50°12'36"O	1.459,71 – 05/09/04	1.946,28 – 18/02/04
10/04 – 09/05	09°45'00"S/50°12'36"O	1.482,88 – 08/10/05	2.015,79 – 26/02/05
10/05 – 09/06	09°45'00"S/50°12'36"O	1.436,54 – 14/09/06	1.807,26 – 17/01/06
10/06 – 09/07	09°45'00"S/50°12'36"O	1.367,03 - 08/10/07	1.876,77 – 30/03/07
10/07 – 09/08	09°45'00"S/50°12'36"O	1.413,37 – 06/09/08	1.969,45 – 07/04/08
10/08 – 09/09	09°45'00"S/50°12'36"O	1.459,71 – 22/09/09	1.876,77 – 25/01/09
10/09 – 09/10	08°16'10"S/49°15'34"O	1.413,37 - 14/09/10	1.853,60 – 17/01/10
10/10 – 09/11	09°45'00"S/50°12'36"O	1.459,71 – 30/09/11	1.992,62 – 18/02/11
10/11 – 09/12	08°16'10"S/49°15'34"O	1.320,69 – 30/09/12	1.923,11 – 26/02/12
10/12 – 09/13	08°16'10"S/49°15'34"O	1.459,71 – 22/09/13	1.853,60 – 02/02/13

Dois pontos possuíram as maiores larguras e os mesmos costumam alargar mais no período chuvoso como era de se esperar, variando a largura aproximadamente entre 1.800 m e 2.020 m nos meses de janeiro até o final de abril. Na época seca, os mesmos pontos costumam variar aproximadamente entre 1.200 m e 1.490 m e o período concentra-se nos meses de julho até outubro.

Os mapas da Figura 19 mostram dois períodos em que os rios da bacia estavam mais cheios e mais secos para o ano de 2012, respectivamente. O primeiro mapa é referente à época em que o rio está mais largo. Isso se deve ao fato de o mapa pertencer ao período do fim da estação chuvosa, o que já era esperado. Pois, primeiramente tem

que haver precipitação e ocorre um pequeno atraso entre o período em que começa a chover e o período em que os rios ficam mais largos, aumentando a sua área em vários pontos.

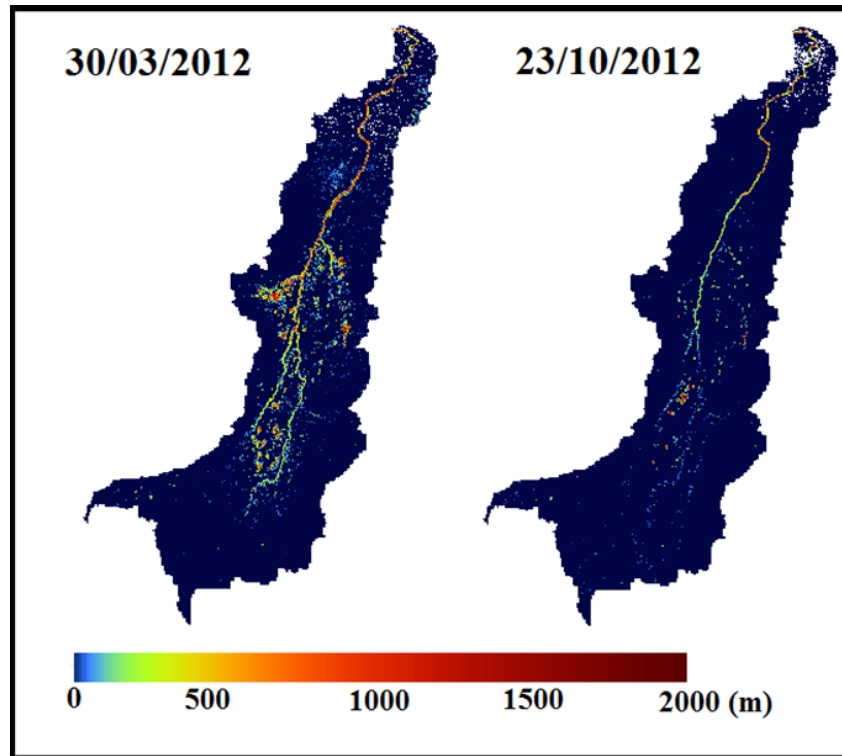


Figura 19: Largura do rio Araguaia e seus principais afluentes (m) em duas épocas distintas do ano de 2012.

Nota-se ainda na Figura 19 que alguns rios simplesmente somem. Isso pode ser justificado pelo fato que quando o rio fica com a largura menor do que 232 m ele não ocupa mais um píxel inteiro registrado pelo sensor e assim sua refletância fica maior que a considerada para píxeis completos e ele passa a ser reconhecido como área alagada.

Foi evidenciado nesta pesquisa, que as maiores larguras dos rios acontecem no final do período de cheia, propiciando, assim, a maior vazão dos rios neste mesmo período concordando com o que é encontrado nos trabalhos de Valente et al. (2013) e Aquino et al. (2006) e com os próprios valores das estações fluviométricas da ANA

em que os valores de maiores vazões ocorrem entre janeiro a abril e de menores vazões em julho até outubro.

A Figura 20 mostra a variação da precipitação mensal e a variação da largura do rio naquele ponto. Esses dados permitem observar que existe uma correlação entre a precipitação e a largura.

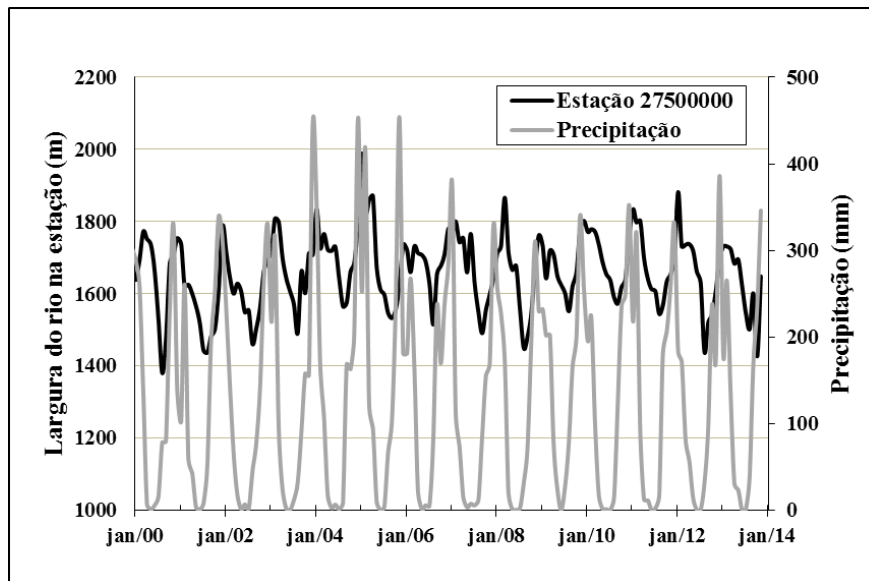


Figura 20: A variação da precipitação e da largura do rio na estação 27500000.

A correlação com defasagem de tempo de 3 meses foi a que apresentou melhor resultado ($R = 0,709$), isto ocorre devido ao fato de a largura máxima ocorrer de 1 a 2 meses depois do pico de precipitação, porém a largura mínima ocorre de 2 a 4 meses depois do valor mínimo de precipitação.

Coe et al. (2011) encontraram a correlação com defasagem de 1 mês entre a precipitação e vazão ($R = 0,83509$), para uma estação a montante da estação 27500000, a estação de Aruanã. Isto é, a largura máxima do rio nesta estação ocorre um mês após o pico de precipitação. Como a área de drenagem para esta estação de Aruanã é de 82.632 km^2 , a resposta em relação à precipitação é mais rápida do que na estação 27500000, já que a última possui uma área de drenagem muito maior (332.000 km^2).

4.3. Banco de Dados

O banco de dados foi gerado com 637 mapas de largura do rio para o período de fevereiro de 2000 até 31 de dezembro de 2013. Cada mapa criado possui o tamanho de 104 megabytes e está no formato NetCDF, permitindo ser acessado na linguagem NCL, GRADS dentre outras, comum para alimentar entradas de modelos climáticos e hidrológicos.

Os mapas de largura de rios são apropriados para acompanhar o regime hidrológico na Bacia do Araguaia, verificar e estudar eventos que ocorreram na bacia hidrográfica, qual a disponibilidade hídrica e podem ser utilizados como dados de entrada de modelos hidrológicos.

5. CONCLUSÕES

Neste trabalho, foi feita a estimativa da largura do rio na bacia do Araguaia, através do sensoriamento radiométrico. Foram detectadas e estimadas as larguras do rio Araguaia e de seus principais afluentes no período de 2000 a 2013. O rio é detectável quando a sua largura é maior que 15 metros, entretanto valores de largura próximos deste limite mínimo de detecção são superestimados pelo sensor MODIS e os valores mais apropriados de refletância (níveis de cinza) do produto MODIS para as categorias “rio”, “parcialmente rio” e “não rio” encontrados pelo foram até 0,0613 (987), de 0,0614 até 0,1404 (988 até 2247), acima de 0,1404 (acima de 2247), respectivamente.

O uso do Landsat é fundamental para validar os dados do MODIS, apresentando uma estimativa aceitável de largura do rio. Esta plataforma pode ser a melhor opção na ausência de dados observados pela Agência Nacional de Águas.

O MODIS pode ser utilizado para monitorar a largura do rio, uma vez que possui um produto de refletância (MOD09) que gera mapas de largura de rio e este sensor estima satisfatoriamente rios com larguras maiores que 232 m, com erro relativo médio de 15%. Esse resultado já era esperado, uma vez que o sensor consegue detectar tudo que for maior do que um píxel.

Os maiores erros absolutos foram encontrados para a categoria de rios maiores que 232 m e isto pode ser justificado pelo cálculo utilizado. Isso se deve ao fato de que rios maiores do que 232 m ficam localizados em mais de um píxel e isso deve ser contabilizado às margens do rio, o que aumenta o valor do erro estimado. Em compensação, os maiores valores de erro relativo foram encontrados para a categoria

de rios menores que 116 m, ou seja, menores que meio píxel. Isto também pode ser explicado pelo fato de o rio possuir largura menor do que meio píxel.

Outra informação relevante é que o MODIS não possui uma tendência de estimar (superestimar ou subestimar), assim este pode ser utilizado como dados de entrada em modelos hidrológicos.

O TRMM e o SRTM são ferramentas que auxiliam no entendimento dos processos que ocorrem na bacia, sendo valiosos para validar as imagens e respostas encontradas pelo produto MODIS gerado nesta pesquisa. Com o TRMM pode-se verificar o atraso entre o pico de precipitação e a largura máxima do rio auxiliando assim para tomadas de decisões e com SRTM é possível verificar como um ponto a jusante do rio pode ser menos largo.

O MODIS é uma ferramenta de grande valia para estudos de estimativa de largura do rio em regiões que não possui nenhuma informação observada.

6. REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (BRASIL). **Plano Estratégico de Recursos Hídricos da região hidrográfica do Tocantins – Araguaia: sumário executivo e temas estratégicos**. ANA, 2009.

AIRES, F.; PAPA, F.; PRIGENT, C. A Long-Term, High-Resolution Wetland Dataset over the Amazon Basin, Downscaled from a Multiwavelength Retrieval Using SAR Data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 594-607, 2013. doi:10.1175/JHMD-D-12-093.1

ALSDORF, D. E.; LETTENMAIER, D. P. Tracking fresh water from space. **Science**, v. 301, n. 5639, p. 1491-1492, set. 2003. doi: 10.1126/science.1089802.

ALSDORF, D.; HAN, S-C.; BATES, P.; MELACK, J. Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites. **Remote Sensing of Environment**, v.114, p. 2448-2456, 2010.

ALSDORF, D.; RODRÍGUEZ, E.; LETTENMAIER, D. P. Measuring surface water from space. **Rev. Geophys.**, v. 45, RG2002, doi:10.1029/2006RG000197.

AQUINO, S. S.; STEVAX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Regime hidrológico e aspectos do comportamento morfohidráulico do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2 , p. 29-41, 2006.

BARBOSA, C.; HESS, L.; MELACK, J.; NOVO, E. Mapping Amazon Basin wetlands through region growing segmentation and segmented-based classification of Jers-1 data. In: **IX Latin American symposium on Remote sensing (sELPER)**, nov. 2000.

BEIGHLEY, R. E.; EGGERT, K. G.; DUNNE, Y. H.; GUMMADI, V.; VERDIN, K. L. Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 1221-1235, 2009.doi:10.1002/hyp.7252

BEIGHLEY, R. E.; GUMMADI, V. Developing channel and floodplain dimensions with limited data: a case study in the Amazon Basin. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 36, p. 1059-1071, 2011. doi:10.1002/esp.2132

BIRKETT, C. M. Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. **Water Resources Research**, v. 34, n. 5, p. 1223-1239, 1998. doi: 10.1029/98WR00124.

BRAKENRIDGE, R.; ANDERSON, E. MODIS-based flood detection, mapping and measurement: the potential for operational hydrological applications. In:

Transboundary floods: reducing the risks through flood management. Springer-Verlag, Nova Iorque, pg. 1-12, 2006.

CALMANT, S.; SEYLER, F. Continental surface water from satellite altimetry. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 338, n. 14-15, p. 1113-1122, nov.dez. 2006. Doi:10.1029/2001JD000609.

CASTELLO, L.; MCGRATH, D. G.; HESS, L. L.; COE, M. T.; LEFEBVRE, P. A.; PETRY, P.; MACEDO, M. N.; RENÓ, V. F.; ARANTES, C. C. The vulnerability of Amazon freshwater ecosystems, 2013. doi:10.1111/conl.12008

CHEN, Y.; HUANG, C.; TICEHURST, C.; MERRIN, L.; THEW, P. An evaluation of MODIS daily and 8-day composite products for floodplain and wetland inundation mapping **Wetlands**, 33, p. 823–835, 2013.

COE, M. T.; COSTA, M. H.; SOARES-FILHO, B. S. The influence of historical and potencial future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 165-174, 2009. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.043

COE, M. T.; LATRUBESSE, E. M.; FERREIRA, M. E. The effects of deforestation and climate variability on the streamflow of the Araguaia River, Brazil. **Biogeochemistry**, 2011. doi:10.1007/s10533-011-9582-2

CORDEIRO, M. C. R. The Hydrological Monitoring Network Services and Gaps. **Workshop on Capacity Building**. Group on Earth Observations. São José dos Campos, INPE, 29-31 de Maio, 2006.

COSTA, M. H.; BOTTA, ; CARDILLE, J. A. Effectes of large-scale changes in land cover on the discharge of Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206-217, 2003. doi:10.1016/S0022-1694(03)00267-1

COSTA, M. H.; COE, M. T., GUYOT, J. G. Effects of Climatic Variability and Deforestation on Surface Water Regimes. **Amazonia and Global Change**, v. 186, p. 543-553, 2009. doi: 10.1029/2008GM000738

EPE. Empresa de Pesquisas Energéticas. 2011. **Plano Nacional de Expansão de Energia 2011-2020**, p.344. Brasília: Ministério de Minas e Energia; Empresa de Pesquisa Energética, 2011.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M; BURBANK, D.; ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission, **Reviews of geophysics**, v. 45, n. 2, 2007. doi:10.1029/2005RG000183.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, 3º edição, 2011.

FRAPPART, F.; SEYLER, F.; MARTINEZ, J.-M.; LEÓN, J. G.; CAZENAVE, A. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. **Remote Sensing of Environment**, v. 99, p. 387-399, 2005. doi:10.1016/j.rse.2005.08.016

FREITAS, R. M.; NOVO, E. M. L. M. Mapeamento de Áreas Alagáveis na Planície do Rio Amazonas a partir de Dados do Sensor MODIS – Região do Lago Curuaí – PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12, 2005, Goiania. **Anais...** Goiania: INPE, 2005. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.21.12.55/doc/533.pdf>>. Acesso em: 10 fev. 2012.

FU, L. L.; CAZENAVE, A. **Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook for Techniques and Applications**. São Diego: Academic Press, 2001.

GETIRANA, A. C. V.; PAIVA, R. C. D. Mapping large-scale river flow hydraulics in the Amazon Basin. **Water Resources Research**, v.49, p. 2437-2445, 2013. doi: 10.1002/wrcr.20212

GUIMARÃES, V. S. Monitoramento de recursos hídricos: Rede Hidrometeorológica Nacional. Trabalho apresentado durante a Reunião de Coordenação e Visita Técnica à Agência Nacional de Águas pela Comunidade dos Países de Língua Portuguesa – CPLP, realizada entre 11 e 14 de dezembro de 2012. Disponível em: <[20130110155326 Monitoramento de Recursos Hidricos.pdf](#)>. Acesso em: 16 de maio de 2014.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, NO. D20, 2002. doi:1029/2000JD000306

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). **Hydrological Processes**, v. 18, p. 2103-2116, 2004.

HESS, L. L.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C. C. F.; GASTIL, M. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon Basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, p. 404-428, 2003.

HUANG, C.; CHEN, Y.; WU, J.; YU, J. Detecting floodplain inundation frequency using MODIS time-series imagery. In: Proceedings of Agro-Geoinformatics 2012: The 1st International Conference on Agro-Geoinformatics, Shanghai, China, 2012.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The flood pulse concept in river-floodplain systems, In: D. P. Dodge [ed.] Proceedings of the International Large River Symposium. **Canadian Special Publication in Fisheries and Aquatic Sciences**, v.106, p. 110-127, 1989.

KEDDY, P. A.; FRASER, L. H.; SOLOMESHCH, A. I.; JUNK, W. J.; CAMPBELL, D. R.; ARROYO, M. T. K.; ALHO, C. J. R.. Wet and Wonderful: The World's Largest Wetlands Are Conservation Priorities. **BioScience**, v. 59, p. 39-51, 2009. doi:10.1525/bio.2009.59.1.8

KHAN, S.; HONG, Y.; WANG, J.; YILMAZ, K. K.; GOURLEY, J. J.; ADLER, R. R.; BRAKENRIGDE, G. R.; POLLICELLI, F.; HABIB, S.; IRWIN, D. Satellite remote sensing and hydrologic modelling for flood inundation mapping in Lake Victoria Basin: implications for hydrologic prediction in ungauged basins. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 49(1): p. 85-95, 2011. doi:10.1109/tgrs.2010.2057513.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia fluvial basin, Brazil. **Geomorphology**, v. 129, p. 109-127, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Características físico-bióticas e problemas ambientais associados à planície aluvial do Rio Araguaia, Brasil central. **Geociências-UNG**, pp. 67–75, 2006.

LEHNER, B.; DÖLL, P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. **Journal of Hydrology**, p. 1-22, 2004. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.028

LESACK, L. F. W.; MELACK, J. M. Flooding hydrology and mixture dynamics of lake water derived from multiple sources in an Amazon floodplain lake, **Water Resour. Res.**, 31, 329-345, 1995.

MMA/SRH - Ministério do Meio Ambiente / Secretaria de Recursos Hídricos. **“Caderno da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia”**. Brasília – DF. 2006.

MARENGO, J. A.; BORMA, L. S.; RODRIGUEZ, D. A.; PINHO, P.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M. Recent Extremes of Drought and Flooding in Amazonia: Vulnerabilities and Human Adaptation. **American Journal of Climate Change**, v. 2, p. 87-96, 2013.

MARENGO, J. A.; CHOU, S. C.; KAY, G.; ALVES, L. M.; PESQUERO, J. F.; SOARES, W. R.; SANTOS, D. C.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D. J.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; TAVARES, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Clim Dyn**, 2011. doi: 10.1007/s00382-011-1155-5

MELACK, J. M.; COE, M. T. Climate change and the floodplain lakes of the Amazon basin. In: Goldman CR, Kumagai M, Robarts R (eds). *Global impact of climate change on inland water systems*. John Wiley & Sons, Nova York, p. 295-310, 2013.

MELACK, J. M.; NOVO, E. M. L. M., FORSBERG, B. R., PIEDADE, M. T. F.; MAURICE, L. Floodplain Ecosystem Processes, **Geophysical Monograph Series**, v. 186, p. 525-541, 2009. doi: 10.1029/2008GM000721.

MELO, M. L. Impacto do fenômeno El Niño sobre a região centro-oeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, Rio de Janeiro, 2000.

MELO, D. C. R.; PAIXÃO, K. V. Regionalização de vazões médias para a bacia hidrográfica do alto Araguaia. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO CENTRO-OESTE, 2, Campo Grande, 2002. **Anais...** Campo Grande: ABRH, 2002. Disponível <
http://www.abrh.org.br/novo/ii_simp_rec_hidric_centro_oeste_campo_grande.php>. Acesso: 20 fev. 2012.

MERTES, L. A. K. Documentation and significance of the perirheric zone on inundated floodplains, **Water Resour. Res.**, v. 33, p. 1749-1762, 1997.

MI – Ministério do Interior; OEA – Organização dos Estados Americanos (Eds). **Projeto de Desenvolvimento Integrado da Bacia do Araguaia-Tocantins (PRODIAT)**, 1985.

MORAIS, R. P.; AQUINO, S.; LATRUBESSE, E. M. Controles hidrogeomorfológicos nas unidades vegetacionais da planície aluvial do rio Araguaia, Brasil, **Acta Sci. Biol. Sci.**, v. 30, n. 4, p. 411-421, 2008.

NOVO, E. M. L. M. Monitoramento de quantidade e qualidade da água e sensoriamento remoto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 17, São José dos Campos, 2007. **Anais...** São José dos Campos: ABRH, 2006. Disponível em: < urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.03.20.57 >. 15 jan. 2012.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto princípios e aplicações**. São Paulo: Blucher, 2010.

NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C. C.; FREITAS, R. M.; MELACK, J. M.; TITONELLI, F.; SHIMABUKURO, Y. E. Comparing MODIS and ETM+ image data for inland water studies: spatial resolution constraints. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 2, n. 58, p. 109-118, ago. 2006.

ORDOYNE, C.; FRIELD M. A. Using MODIS data to characterize seasonal inundation patterns in the Florida Everglades. **Remote Sensing of Environment** 112: 4107-4119, 2008. Doi: 10.1016/j.rse.2007.08.027

PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M.-P.; FRAPPART, F.; CALMANT, S.; MENDES, C. A. B. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, p. 1-18, 2013. doi:10.1002/wcr.20067

PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M. P.; GONÇALVES, L. G. G. de. On the sources of hydrological prediction uncertainty in the Amazon. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 12, p. 3127-3137, 2012. doi:10.5194/hess-16-3127-2012

PAPA, F.; GÜNTNER, A.; FRAPPART, F.; PRIGENT, C.; ROSSOW, W. B. Variations of surface water extent and water storage in large river basins: A comparison of different global data sources. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L11401, 2008. doi.org/10.1029/2008GL033857

PAPA, F.; PRIGENT, C.; AIRES, F.; JIMENEZ, C.; ROSSOW, W. B.; MATTHEWS, E. Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993-2004. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D12111, 2010. doi: 10.1029/2009JD012674

PFEFFER, J.; SEYLER, F.; BONNET, M.-P.; CALMANT, S.; FRAPPART, F.; PAPA, FABRICE; PAIVA, R. C. D.; SATGÉ, F.; DA SILVA, J. S. Low-water of the groundwater-table in the central Amazon by satellite altimetry, 2014. doi:10.1002/2013GL059134

PRIGENT, C.; PAPA, F.; AIRES, F.; ROSSOW, W. B.; MATTHEWS, E. Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, D12107, 2007. doi: 10.1029/2006JD007847

RAMILLIEN, G.; FRAPPART, F.; CAZENAVE, A; GUNTNER, A. Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 283-301, 2005. doi: 10.1016/j.epsl.2005.04.005.

RUDORFF, F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. **O Sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Parêntese, 2007.

RUMMEL, R.; BALMINO G.; JOHNNESSEN, J.; VISSER, P.; WOODWORTH, P. Dedicated gravity field missions – principles and aims. **Journal of Geodynamics**, v. 33, p. 3-20, jan.-mar.2002.

SANTOS, J. S. **Altimetria espacial aplicada aos estudos de processos hídricos em zonas úmidas da Bacia Amazônica**. 2010. Tese de doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.

SHIMABUKURO, Y. E.; NOVO, E. M. L. M.; MERTES, L. K. Amazon River mainstem floodplain mosaic. **Internacional Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 7, p. 57-69, 2002.

SIPPEL, S. J.; HAMILTON, S. K.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M. L. M. Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon

River floodplain. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, p. 3055-3074, 1998.

SMITH, L. C. Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: A review. **Hydrological Processes**, v. 11, p. 1427-1439, 1997.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2009.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.

TUCCI, C. E. M.; MENDES, C. A. “Curso de Avaliação Ambiental Integrada de Bacia”. **Ministério do Meio Ambiente – Secretaria de Qualidade Ambiental – Rhama Consultoria Ambiental**, 311p, 2006.

VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E; FERREIRA, G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 2013.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.D. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 2004.

ZAKHAROVA, E. A.; KOURAEV, A. V.; CAZENAVE, A.; SEYLER, F. Amazon River discharge estimated from the TOPEX/Poseidon altimetry. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 338, p. 188-196, fev. 2006.