



HAL
open science

APPLICATION DE L'ALTIMÉTRIE SPATIALE À L'ÉTUDE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES DANS LES ZONES HUMIDES DU BASSIN AMAZONIEN

Joecila Santos da Silva

► **To cite this version:**

Joecila Santos da Silva. APPLICATION DE L'ALTIMÉTRIE SPATIALE À L'ÉTUDE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES DANS LES ZONES HUMIDES DU BASSIN AMAZONIEN. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. Français. NNT: . tel-00488150

HAL Id: tel-00488150

<https://theses.hal.science/tel-00488150>

Submitted on 1 Jun 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Hydrologie Spatiale*

Présentée et soutenue par : *Joecila SANTOS DA SILVA*

Le : *26 mars 2010*

Titre :

*Application de l'Altimétrie Spatiale à l'Étude des Processus Hydrologiques
dans les Zones Humides du Bassin Amazonien*

JURY

<i>Président</i>	<i>M. Serge CHAUZY</i>	<i>Professeur UT3, UMR 5560</i>
<i>Rapporteur</i>	<i>M. Augusto José PEREIRA FILHO</i>	<i>Professeur USP</i>
<i>Rapporteur</i>	<i>M. Pierre HUBERT</i>	<i>Secrétaire Général AISH, UMR 7619</i>
<i>Examineur</i>	<i>Mme Frédérique SEYLER</i>	<i>Directrice de Recherche IRD, S140</i>
<i>Examineur</i>	<i>M. Manoel DE MELO MAIA NOBRE</i>	<i>Professeur UFAL</i>
<i>Examineur</i>	<i>M. Webe João MANSUR</i>	<i>Professeur UFRJ</i>
<i>Directeur de Thèse</i>	<i>M. Stéphane CALMANT</i>	<i>Directeur de Recherche IRD, LEGOS, UT3</i>
<i>Directeur de Thèse</i>	<i>M. Otto Corrêa ROTUNNO FILHO</i>	<i>Professeur UFRJ</i>
<i>Invité</i>	<i>M. Jean Loup Guyot</i>	<i>Directeur de Recherche IRD, LMTG, UT3</i>
<i>Invité</i>	<i>M. Naziano PANTOJA FILIZOLA JUNIOR</i>	<i>Professeur UEA</i>

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*

Unité de recherche : *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS UMR5566)*

Directeur(s) de Thèse : *Stéphane CALMANT, DR IRD, LEGOS, UT3; Otto CORRÊA ROTUNNO FILHO, Prof. UFRJ*

Rapporteurs : *Augusto José PEREIRA FILHO, Prof. USP; Catherine PRIGENT, DR CNRS; Pierre HUBERT, SG AISH*



COPPE/UFRJ

ALTIMETRIA ESPACIAL APLICADA AOS ESTUDOS DE PROCESSOS HÍDRICOS EM
ZONAS ÚMIDAS DA BACIA AMAZÔNICA

Joecila Santos da Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho
Stéphane Calmant

Rio de Janeiro
Março 2010

Silva, Joecila Santos da

Altimetria Espacial Aplicada aos Estudos de Processos Hídricos em Zonas Úmidas da Bacia Amazônica / Joecila Santos da Silva – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2010.

XXXVII, 279 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Stéphane Calmant

Tese (doutorado) – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Civil, 2010.

Referências Bibliográficas: p. 215-244

1. Altimetria Espacial. 2. Hidrologia espacial. 3. Zonas úmidas. 4. Sensoriamento remoto. 5. Bacia Amazônica. 6. Hidrometria. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

A minha família.

AGRADECIMENTOS

*“Eu poderia suportar, embora não sem dor,
que tivessem morrido todos os meus amores,
mas enlouqueceria se morressem todos os meus amigos!
A alguns deles não procuro, basta me saber que eles existem.
Esta mera condição me encoraja a seguir em frente pela vida....
...mas é delicioso que eu saiba e sinta que os adoro,
embora não declare e não os procure sempre...”*

Vinicius de Moraes

Esta tese é fruto do esforço de um grupo diversificado de pessoas com as quais tive o imenso prazer de conviver, compartilhando experiências pessoais e profissionais nos últimos cinco anos. Todas, de alguma forma, colaboraram em diferentes etapas do trabalho, ensinando-me e introduzindo novos conceitos, processando dados, lendo e fazendo sugestões, cuidado dos aspectos burocrático-administrativos, discutindo, aconselhando, incentivando, apoiando e, muitas vezes, simplesmente me escutando. A todas essas pessoas maravilhosas, indistintamente, que, por vontade própria ou por iniciativa minha, acabaram se envolvendo neste trabalho, expresso os meus mais sinceros agradecimentos e minha profunda gratidão. Sem vocês eu jamais teria conseguido. Muitíssimo obrigada!

Cette thèse est résultats de l'effort d'un groupe diversifié de personnes avec lesquelles j'ai eu l'immense plaisir de travailler, en partageant des expériences personnelles et professionnelles dans les cinq dernières années. Toutes ont collaboré à différentes étapes du travail: m'enseignant et corrigeant les concepts que je ne dominais pas complètement, en traitant des données, me relisant et me faisant des suggestions, s'occupant des aspects bureaucratique-administratifs, discutant, me conseillant, me stimulant, me soutenant et beaucoup de fois tout simplement en m'écoutant. À tous ces gens si merveilleux, indistinctement, qui volontairement ou à mon initiative, ont fini par s'impliquer dans ce travail, j'adresse ici mes plus sincères remerciements et ma profonde gratitude. Sans vous je n'aurais jamais réussi. Merci, merci beaucoup!

Em especial, gostaria de agradecer algumas pessoas e instituições.

Ao meu orientador Stéphane Calmant, por me propiciar a oportunidade de conhecer o universo fascinante da altimetria espacial. Sua paciência, sempre acreditando, incentivando e trazendo uma palavra amiga nos momentos difíceis foi essencial para que eu pudesse concluir esta tese. Por tudo que ele fez... *et chaque jour un peu plus loin avec la recherche, un très grand merci.*

Ao meu orientador Otto Corrêa Rotunno Filho, por todo o auxílio e consideração prestados; seus esforços despendidos para prover as condições ideais para a realização deste trabalho foram ilimitados, muito obrigada.

À Dra. Frédérique Seyler, por quem acumulo cada vez mais respeito, por sempre apoiar e acreditar no meu esforço, pela amizade, orientação no trabalho e conselhos na vida desde que nos conhecemos, *j'adresse mes sincères remerciements*.

Meus sinceros agradecimentos ao Prof. Serge Chauzy pela consideração e empenho prestados presidindo a banca de avaliação de minha tese para a Université Toulouse III. Ao Prof. Augusto José Pereira Filho, a Dra. Catherine Prigent e ao Dr. Pierre Hubert, por gentilmente aceitarem serem os relatores de minha tese para a Université Toulouse III, e a Dra. Frédérique Seyler, ao Dr. Jean Loup Guyot, ao Prof. Manoel de Melo Maia Nobre, ao Prof. Naziano Filizola e ao Prof. Webe João Mansur, por suas prestimosas avaliações e elucidativos comentários que me permitiram corrigir e aperfeiçoar a redação deste manuscrito de tese.

Ao Dr. Jean Loup Guyot, por me acolher no renomado grupo de pesquisadores do IRD e compartilhar seus conhecimentos sobre a Amazônia, que me foram muito valiosos, *tous mes remerciements*.

Ao Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araujo, pelas sugestões, apoio e motivação para me ajudar a entender alguns conceitos de modelagem hidrológica e pelas enriquecedoras discussões em que conversamos sobre hidrologia.

A toda equipe do IRD, do ORE-HYBAM, do CTOH e FOAM pelo apoio e encorajamento, em especial a Dr. Emmanuel Roux, a Dr. Gerrard Cochonneau e a Dr. Fernando Niño, pela ajuda inestimável proporcionada pelo código computacional VALS e extração dos dados altimétricos, *j'adresse mes sincères remerciements*.

Ao Dr. Jean François Cretaux e Dra. Muriel Berge Nguyen, pela amizade e pelo precioso apoio no tratamento das imagens MODIS, permitindo meu acesso aos computadores do CNES, *je vous remercie très sincèrement*.

À COPPE/UFRJ, ao LMTG/UT3 e ao LEGOS/UT3, seus professores, pesquisadores e funcionários, pela oportunidade de estudos, utilização de suas instalações e pela carinhosa atenção dispensada.

Às instituições CPRM, ANA e UnB, com seus funcionários e professores, que me acolheram com total apoio em suas instalações, pelo incentivo e pelas sugestões muito proveitosas; sou-lhes muito grata.

Ao CTOH-LEGOS, ESA, NASDA-GRFM, EOS-NASA, ANA, ORE-HIBAM, CPRM, IBGE e GRASS *Development Team*, por gentilmente disponibilizarem os dados altimétricos e *in situ*, imagens, mapas e *softwares* utilizados nesta tese.

Não poderia também deixar de registrar minha gratidão ao *Institut de Recherche pour le Développement* – IRD, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, à Fundação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES e em especial aos projetos CAPES/COFECUB n° 516/05, CTHIDRO 037/2006 – CNPq Curso de Extensão em Hidrometria, PROSUL – Edital 05/2007, TOSCA, *Hydrologie Spacial* e Dinâmica Fluvial IRD-CPRM, pelo suporte financeiro, pelas bolsas de estudos concedidas e pelo conhecimento proporcionado para o desenvolvimento desta pesquisa.

Aos amigos Marie Claude, Wojciech, Maria, Mauro, Sylvain, Frappart, Waldo e Marie Dominique, por compartilharem generosamente comigo o estresse natural decorrente do desenvolvimento de uma tese e pelos agradáveis momentos juntos em Toulouse, *je vous remercie infiniment*.

Aos amigos da COPPE, Katia, Vasconcelos, Rosilene, Sibia e André, pelo agradável convívio e pelas estimulantes conversas sobre hidrologia.

Querida Carol, minha passagem por Toulouse não seria tão maravilhosa sem você, *muchas gracias por todos los momentos que hemos compartido, sueños y anhelos, secretos, risas y lágrimas, y sobre todo, amistad*.

Um agradecimento muito especial a meus queridos pais, irmãs, irmãos, sobrinhos e sobrinhas (lindos), cunhados e cunhadas, pelo apoio, carinho, alegria contagiante que trazem no coração e que nunca me deixaram desanimar diante dos momentos de dificuldade. Ao meu irmão Amarildo, pelas ricas conversas que muito me estimularam e indiretamente contribuíram ao longo da realização desta tese.

*Pouco conhecimento faz com que as criaturas se sintam orgulhosas.
Muito conhecimento, que se sintam humildes.
É assim que as espigas sem grãos erguem
desdenhosamente a cabeça para o céu, enquanto que
as cheias a baixam para a terra, sua mãe?*

Leonardo da Vinci
viii

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ e à Université Toulouse III – Paul Sabatier como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ALTIMETRIA ESPACIAL APLICADA AOS ESTUDOS DE PROCESSOS HÍDRICOS EM
ZONAS ÚMIDAS DA BACIA AMAZÔNICA

Joecila Santos da Silva

Março/2010

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho
Stéphane Calmant

Programa: Engenharia Civil

Esta tese propõe o desenvolvimento de uma metodologia de utilização dos dados de altimetria espacial para análise da variabilidade espaço-temporal dos processos hídricos nas zonas úmidas da bacia Amazônica. O estudo de caso do trabalho abrangeu uma extensiva validação de dados altimétricos dos satélites ENVISAT e ERS-2 em diversos corpos hídricos na Amazônia, identificando-se a carência de trabalhos publicados sobre o assunto em áreas continentais. Utilizou-se um procedimento que permite uma seleção refinada em 3D das medidas altimétricas e as correções do efeito de afastamento do nadir. Esse método permitiu melhorar sensivelmente a qualidade das séries de nível de água. As séries temporais altimétricas foram, então, acopladas com imagens MODIS para o estudo das variações de volumes armazenados nas zonas úmidas, bem como usadas para análise da variabilidade espaço-temporal na escala das sub-bacias. Os resultados da validação entre traços no ponto de cruzamento ou com dados *in situ* denotam erros médios quadráticos que variaram de 12 a 226 cm para o satélite ENVISAT (algoritmos *Ice-1 e Ice-2*) e de 32 a 197 cm para o satélite ERS-2 (algoritmo *Ice-2*). Essas séries temporais destacam a grande variabilidade espaço-temporal do ciclo hidrológico, de acordo com a conexão e a posição relativa entre os cursos de água principais, os lagos e os alagados interfluviais. No que tange à análise integrada de informações altimétricas e de imagens MODIS, foi possível evidenciar a sazonalidade do ciclo hidrológico em zonas úmidas via informações espaciais.

Résumé de la Thèse présentée à la COPPE/UFRJ et à l'Université Toulouse III – Paul Sabatier comme partie des conditions nécessaire pour obtenir le grade de Docteur en Science (D.Sc.)

APPLICATION DE L'ALTIMÉTRIE SPATIALE À L'ÉTUDE DES PROCESSUS
HYDROLOGIQUES DANS LES ZONES HUMIDES DU BASSIN AMAZONIEN

Joecila Santos da Silva

Mars/2010

Directeurs de thèse: Otto Corrêa Rotunno Filho

Stéphane Calmant

Programme: Ingénierie Civile

Cette thèse propose le développement d'une méthodologie d'utilisation des données d'altimétrie satellitaire radar pour l'analyse de la variation spatio-temporelle des processus hydriques dans les zones humides du bassin Amazonien. Etant donné le faible nombre de travaux publiés sur le sujet pour les eaux continentales, ce travail a inclus une validation extensive des données d'altimétrie satellitaire des missions ENVISAT et ERS-2, sur divers objets du bassin Amazonien. Nous avons utilisé une méthode originale permettant une sélection fine en 3D des mesures et l'application de corrections de mesures inclinées. Cette méthode a permis d'améliorer sensiblement la qualité des séries de niveau d'eau. Les séries temporelles altimétriques ont été alors couplées avec des images MODIS pour l'étude des variations de volumes stockés dans les zones humides et utilisées pour analyser la variabilité spatio-temporelle du cycle hydrologique à l'échelle des sous-bassins. Du point de vue de l'altimétrie satellitaire. Les validations conduites avec des traces entre elles au niveau de points de croisement ou des données *in situ* résultent en RMS qui varient de 12 à 226 cm pour ENVISAT (Ice-1 et Ice-2) et de 32 à 197 cm pour ERS-2 (Ice-2). Ces séries temporelles mettent en évidence la grande variabilité spatiale du cycle hydrologique, selon la connexion et la position relative entre les lits principaux, les lacs et les marécages. En ce qui concerne l'analyse intégrée d'altimétrie et d'images MODIS, elle a montré qu'il est possible de mettre en évidence la saisonnalité du cycle hydrique dans des zones humides à partir d'informations satellitaires.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ and Université Toulouse III – Paul Sabatier as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

APPLICATION OF SATELLITE RADAR ALTIMETRY TO THE STUDY OF
HYDROLOGICAL PROCESSES IN THE WETLANDS OF THE AMAZON BASIN

Joecila Santos da Silva

March/2010

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Stéphane Calmant

Department: Civil Engineering

This thesis proposes the development of a methodology to analyze the space and time variability of the hydrologic processes in the Amazon basin wetlands by radar altimetry. Given the little number of studies dedicated to the validation of these data for continental water, this work included an extensive validation of the data of the missions ENVISAT and ERS-2 on various objects of the Amazon basin. We have used an original method allowing a fine selection in 3D of measurements and application of dedicated corrections such as the off-nadir effect. This method improved the quality time of water stages times series. The altimetry time series were then coupled with MODIS images to study the variations of volumes stored in the wetlands and were used to analyze the space and time variability of the hydrological cycle at the catchment scale. Validation between altimetry series at crossovers or between altimetry series and gauges result in RMS ranging between 12 to 226 cm for ENVISAT (Ice-1 and Ice-2) and from 32 to 197 cm for ERS-2 (Ice-2). These time series highlight the geographical variations of the hydrological cycle according to the connections and relative position of the main river stems, the lakes and the swamps. With the analyses of integrated altimetry and MODIS images, it is shown that it is possible to describe the seasonal variation of the hydrological cycle in wetlands starting using satellite measurements.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	XXII
ÍNDICE DE TABELAS	XXVII
LISTA DE ABREVIATURAS	XXIX
LISTA DE SÍMBOLOS	XXXV

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL _____ **1**

1.1.	CONTEXTO E PROBLEMÁTICA	1
1.2.	ORIGEM E RELEVÂNCIA	4
1.3.	IDÉIAS DEFENDIDAS NESTA TESE	7
1.4.	OBJETIVOS E METAS	9
1.5.	FERRAMENTAS UTILIZADAS	10
1.6.	ESCOPO DA TESE	11

SEÇÃO I CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA _____ **13**

CAPÍTULO 2 AS ÁGUAS CONTINENTAIS _____ **14**

2.1.	O CICLO HIDROLÓGICO E AS ZONAS ÚMIDAS	14
2.1.1	O CICLO HIDROLÓGICO	14
2.1.2	AS ÁGUAS CONTINENTAIS	16

2.1.2.1	AS ZONAS ÚMIDAS _____	16
2.1.2.2	AS ZONAS ÚMIDAS DO SOLO _____	17
2.1.2.3	AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS _____	17
2.1.2.4	OS RIOS _____	17
2.1.2.5	AS PLANÍCIES INUNDÁVEIS _____	18
2.1.2.6	OS SISTEMAS LACUSTRES _____	18
2.2.	IMPORTÂNCIA DAS ZONAS ÚMIDAS _____	19
2.3.	FRAGILIDADE DO SISTEMA DE MONITORAMENTO DOS RECURSOS HÍDRICOS CONTINENTAIS _____	20
2.4.	MONITORAMENTO DOS HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS POR SATÉLITES _____	24
2.4.1.	EVOLUÇÃO DOS DADOS ESPACIAIS _____	27
2.4.1.1.	DE 1970 AO FINAL DOS ANOS 90 _____	27
2.4.1.2.	AS TENDÊNCIAS ATUAIS _____	28
2.4.2.	CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO _____	29
2.4.3.	APLICAÇÕES DO SENSORIAMENTO REMOTO EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS _____	31
2.4.3.1.	SISTEMAS PASSIVOS _____	31
2.4.3.2.	SISTEMAS ATIVOS _____	32
2.4.3.3.	OBTENÇÃO DE NÍVEL DE ÁGUA, VOLUME E VAZÃO _____	34
2.4.3.3.1.	MÉTODO DIRETO _____	34
2.4.3.3.2.	MÉTODO INDIRETO _____	35
2.5.	CONSIDERAÇÕES _____	36

CAPÍTULO 3	ALTIMETRIA ESPACIAL	38
3.1.	PRINCÍPIO DE ALTIMETRIA ESPACIAL	39
3.2.	AS DIFERENTES MISSÕES DA ALTIMETRIA ESPACIAL	41
3.2.1.	OS PRECURSORES	42
3.2.2.	OS ANTECESSORES	43
3.2.2.1.	MISSÃO ALTIMÉTRICA SEASAT	43
3.2.2.2.	MISSÃO ALTIMÉTRICA GEOSAT	44
3.2.2.3.	MISSÕES ALTIMÉTRICAS ERS-1 E ERS-2	45
3.2.3.	AS MISSÕES ATUAIS	47
3.2.3.1.	MISSÃO ALTIMÉTRICA TOPEX/POSÉÍDON	47
3.2.3.2.	MISSÃO ALTIMÉTRICA JASON-1	48
3.2.3.3.	MISSÃO ALTIMÉTRICA ENVISAT	49
3.2.3.4.	MISSÃO ALTIMÉTRICA ICESAT	51
3.2.3.5.	MISSÃO ALTIMÉTRICA GFO	51
3.2.3.6.	MISSÃO ALTIMÉTRICA JASON-2	52
3.2.4.	OS SUCESSORES	53
3.2.4.1.	MISSÃO ALTIMÉTRICA CRYOSAT-2	53
3.2.4.2.	MISSÃO ALTIMÉTRICA ALTIKA	54
3.2.4.3.	SÉRIE DE SATÉLITES SENTINEL	55
3.2.4.5.	MISSÃO ALTIMÉTRICA SWOT	57
3.3.	A MEDIDA ALTIMÉTRICA	58

3.3.1.	<i>PRINCÍPIO DA MEDIDA ALTIMÉTRICA</i>	58
3.3.2.	<i>ALTURA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	61
3.4.	<i>AS CORREÇÕES APLICADAS NA MEDIDA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	62
3.4.1.	<i>AS CORREÇÕES AMBIENTAIS</i>	63
3.4.1.1.	<i>CORREÇÃO IONOSFÉRICA</i>	63
3.4.1.2.	<i>CORREÇÃO DA TROPOSFERA SECA</i>	64
3.4.1.3.	<i>CORREÇÃO DA TROPOSFERA ÚMIDA</i>	64
3.4.2.	<i>CORREÇÕES GEOFÍSICAS</i>	64
3.4.2.1.	<i>CORREÇÃO DA MARÉ SÓLIDA</i>	64
3.4.2.2.	<i>CORREÇÃO DA MARÉ POLAR</i>	65
3.4.3.	<i>CORREÇÕES INSTRUMENTAIS DA ÓRBITA DOS SATÉLITES</i>	65
3.5.	<i>TRATAMENTO DOS ECOS RADAR</i>	67
3.5.1.	<i>PRINCÍPIO DO TRATAMENTO DOS ECOS DE RADAR</i>	67
3.5.2.	<i>FORMA DE ONDA ALTIMÉTRICA NO OCEANO</i>	68
3.5.3.	<i>FORMA DE ONDA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	69
3.5.4.	<i>PRINCIPAIS ALGORITMOS DESENVOLVIDOS PARA O ESTUDO EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	72
3.5.4.1.	<i>MÉTODO DE LIMITE</i>	72
3.5.4.1.1.	<i>ALGORITMO ICE-1</i>	72
3.5.4.1.2.	<i>ALGORITMO SEA ICE</i>	73
3.5.4.2.	<i>MÉTODO ANALÍTICO</i>	74
3.5.4.2.1.	<i>ALGORITMO ICE-2</i>	74

3.5.4.3.	<i>MÉTODOS DE RECONHECIMENTO DAS FORMAS DE ONDA</i>	75
3.6.	<i>LIMITAÇÕES DA ALTIMETRIA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	76
3.6.1.	<i>LIMITAÇÕES DA PRECISÃO DA MEDIDA ALTIMÉTRICA</i>	77
3.6.1.1.	<i>LIMITAÇÕES RELACIONADAS À FORMA DE ONDA</i>	77
3.6.2.	<i>LIMITAÇÕES DA AMOSTRAGEM DOS DADOS</i>	78
3.6.2.1.	<i>PERDA DA ANCORAGEM DO ALTÍMETRO</i>	78
3.7.	<i>TRATAMENTOS DA MEDIDA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	80
3.7.1.	<i>EFEITO DE AFASTAMENTO DO NADIR (OFF-NADIR)</i>	80
3.7.2.	<i>DECLIVIDADE</i>	84
3.8.	<i>MONITORAMENTO DE NÍVEIS DE ÁGUAS PELA ALTIMETRIA ESPACIAL NA REGIÃO AMAZÔNICA</i>	85
3.9.	<i>CONSIDERAÇÕES</i>	87
SEÇÃO II MATERIAIS E MÉTODOS		89
CAPÍTULO 4 METODOLOGIA GERAL		90
4.1.	<i>EXPLORAÇÃO DAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS</i>	92
4.1.1.	<i>EXTRAÇÃO GEOGRÁFICA DAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS</i>	92
4.1.2.	<i>TRATAMENTO DOS DADOS</i>	95
4.1.2.1.	<i>ALTURA DO NÍVEL DE ÁGUA</i>	95
4.1.2.2.	<i>CORREÇÕES DO EFEITO DE AFASTAMENTO DO NADIR (OFF-NADIR)</i>	96
4.1.3.	<i>ELABORAÇÃO DAS ESTAÇÕES VIRTUAIS</i>	97

4.1.4.	SÉRIES TEMPORAIS DE ALTURA DE ÁGUA _____	98
4.1.5.	VALIDAÇÃO DA METODOLOGIA PARA ELABORAÇÃO DAS ESTAÇÕES VIRTUAIS _____	99
4.2.	VALIDAÇÃO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS _____	100
4.2.1.	SÉRIES TEMPORAIS ALTIMÉTRICAS _____	100
4.2.1.1.	VALIDAÇÃO INTERNA NOS PONTOS DE CRUZAMENTO _____	100
4.2.1.2.	VALIDAÇÃO EXTERNA COMPARAÇÃO DIRETA COM ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS _____	101
4.3.	APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS EM RIOS _____	101
4.3.1.	NIVELAMENTO DE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS COM DADOS ALTIMÉTRICOS _____	101
4.3.2.	ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS ENTRE DOIS TRAÇOS DO SATÉLITE – NIVELAMENTO NULL-SLOPE _____	102
4.4.	APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS EM ZONAS ÚMIDAS _____	102
4.4.1.	ACOPLAMENTO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS COM IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO _____	102
4.4.1.1.	TRATAMENTOS DAS IMAGENS MODIS _____	102
4.4.1.1.1.	PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS _____	102
4.4.1.1.2.	CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS _____	105
4.4.1.1.3.	COMPOSIÇÃO DAS BANDAS DERIVADAS DO CÁLCULO DOS ÍNDICES NDVI E EVI. _____	105
4.4.1.1.4.	COMPARAÇÃO DOS ÍNDICES NDVI E EVI PARA CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS _____	106
4.4.1.1.5.	GERAÇÃO DAS IMAGENS CLASSIFICADAS _____	107
4.4.1.1.6.	SAZONALIDADE DO VOLUME ESTOCADO _____	107

4.4.2.	VARIAÇÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DE NÍVEIS DE ÁGUAS EM ZONAS ÚMIDAS _____	108
4.5.	BASE DE DADOS _____	108
4.5.1.	DADOS ALTIMÉTRICOS _____	108
4.5.2.	DADOS FLUVIOMÉTRICOS _____	109
4.5.3.	IMAGENS _____	109
4.5.3.1.	IMAGENS JERS-1 SAR _____	109
4.5.3.2.	IMAGENS MODIS _____	111
4.6.	DADOS COMPLEMENTARES _____	115
4.6.1.	TIPO DO SOLO _____	115
4.6.2.	COBERTURA VEGETAL _____	116
4.6.3.	REDE DE DRENAGEM E ALTITUDE _____	116
SEÇÃO III RESULTADOS E DISCUSSÕES _____		117
CAPÍTULO 5 ESTUDO DE CASO BACIA AMAZÔNICA _____		118
5.1.	DESCRIÇÃO DA BACIA AMAZÔNICA _____	118
5.2.	GEOMORFOLOGIA _____	120
5.3.	CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS _____	123
5.4.	REGIME HIDROLÓGICO _____	126
5.4.1.	VARIAÇÃO DA ALTURA DA LÂMINA DE ÁGUA _____	128
5.4.2.	VARIAÇÃO DA VAZÃO _____	129
5.5.	VEGETAÇÃO _____	132

5.6. SOLO _____ 132

CAPÍTULO 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES _____ 133

6.1. TRATAMENTOS DAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS _____ 133

6.1.1. CORREÇÕES DO EFEITO DE AFASTAMENTO DO NADIR (OFF-NADIR) _____ 133

6.1.2. ESTAÇÕES VIRTUAIS _____ 137

6.1.3. VALIDAÇÃO DA METODOLOGIA PARA ELABORAÇÃO DAS ESTAÇÕES VIRTUAIS _____ 144

6.1.4. CONSIDERAÇÕES _____ 147

6.2. VALIDAÇÃO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS _____ 148

6.2.1. VALIDAÇÃO INTERNA PONTOS DE CRUZAMENTO _____ 148

6.2.2. VALIDAÇÃO EXTERNA _____ 153

6.2.2.1. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS ABAIXO DO TRAÇO DO SATÉLITE _____ 154

6.2.2.2. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS DISTANTE DO TRAÇO _____ 157

6.2.3. CONSIDERAÇÕES _____ 163

6.3. APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS DOS DADOS ALTIMÉTRICOS EM RIOS _____ 165

6.3.1. NIVELAMENTO DE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS COM DADOS ALTIMÉTRICOS _____ 165

6.3.2. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS ENTRE DOIS TRAÇOS DO SATÉLITE NIVELAMENTO COM DECLIVIDADE NULA (NULL-SLOPE) _____ 166

6.3.3. COMPARAÇÃO ENTRE MÉTODOS DE NIVELAMENTO DE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS _____ 171

6.3.4. CORREÇÃO DE INCOSISTÊNCIA DE REGISTRO EM ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS _____ 172

6.3.5.	CONSIDERAÇÕES	174
6.4.	APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS DOS DADOS ALTIMÉTRICOS EM ZONAS ÚMIDAS	175
6.4.1.	ACOPLAMENTO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS COM IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO	175
6.4.1.1.	SAZONALIDADE DO VOLUME DE ÁGUA ARMAZENADO	175
6.4.1.1.1.	LAGO JANAUACÁ	176
6.4.1.1.2.	LAGO GRANDE DE MONTE ALEGRE	181
6.4.1.1.3.	LAGO CURUPIRA	184
6.4.1.1.4.	ALAGADO INTERFLUVIAL CAAPIRANGA	187
6.4.1.2.	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ZONA ÚMIDA	190
6.4.1.3.	CONSIDERAÇÕES	191
6.4.2.	RELAÇÃO ENTRE RIO - PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO - LAGOS E ENTRE BACIAS	193
6.4.2.1.	RELAÇÃO ENTRE RIO E SUA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO	193
6.4.2.1.1.	RIO GUAPORÉ	194
6.4.2.1.2.	RIO BRANCO	195
6.4.2.1.3.	RIO AMAZONAS	198
6.4.2.2.	RELAÇÃO ENTRE RIO E LAGOS	201
6.4.2.3.	RELAÇÃO ENTRE BACIAS	203
6.4.2.4.	CONSIDERAÇÕES	207
SEÇÃO IV	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	209

CAPÍTULO 7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	210
<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i>	215
ANEXOS	245
ANEXO A – RÉSUMÉ ÉTENDU	246

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1	Evolução do número de dados das estações de descarga líquida mundial registrados na base de dados do GRDC entre 1900 e 2009	21
2.2	Distribuição mundial da disponibilidade dos dados hidrológicos em janeiro de 2010	22
2.3	Primeiro satélite artificial lançado em 4 de Outubro de 1957 pela União Soviética. Sputnik em russo significa “companheiro de estrada”	25
2.4	Espectro eletromagnético dividido em regiões ou intervalos espectrais	26
2.5	Transmissividade percentual da atmosfera terrestre	27
3.1	Carta topográfica da calota polar da Antártica	40
3.2	Cobertura espacial das missões ERS-ENVISAT em azul e Topex/Poséidon-JASON em amarelo na bacia Amazônica	41
3.3	Satélite Skylab	43
3.4	Satélite GEOS3	44
3.5	Satélite Seasat	44
3.6	Satélite Geosat	44
3.7	Satélite ERS-1	46
3.8	Satélite ERS-2	46
3.9	Satélite TOPEX/Poséidon	47
3.10	Satélite Jason1	49
3.11	Satélite ENVISAT	50
3.12	Satélite ICESat	51
3.13	Satélite GFO	52
3.14	Satélite Jason2	53
3.15	Satélite Cryosat	54
3.16	Satélite SRAL	55
3.17	Satélite Sentinel3	56

3.18	Satélite HY2	57
3.19	Satélite SWOT	57
3.20	O princípio da altimetria espacial em meio oceânico	58
3.21	Ondulações do geóide terrestre determinada a partir da análise dos satélites	59
3.22	Formação do sinal do altímetro sob uma superfície ideal plana	60
3.23	Formação do sinal do altímetro sob uma superfície irregular	61
3.24	Princípio da medida altimétrica em hidrossistemas continentais	62
3.25	Prétratamentos dos dados altimétricos	63
3.26	Erros das órbita nas missões altimétricas	66
3.27	Extração dos parâmetros da forma de onda em domínio oceânico	68
3.28	Formas de onda sobre diferentes planos da água	70
3.29	Formas de onda em águas continentais	71
3.30	Princípio do algoritmo <i>Ice-1</i>	73
3.31	Princípio do algoritmo <i>Sea Ice</i>	74
3.32	Forma de onda teórica procurada pelo algoritmo <i>Ice-2</i>	74
3.33	Exemplo de classes definidas pelo projeto PISTACH para aplicação da técnica de reconhecimento de forma nas FOs do JASON2	76
4.34	Princípio do algoritmo <i>Ice3</i>	76
4.35	Série temporal altimétrica para o traço O63 dos satélites T/P (<i>Ice-1</i>) e JASON2 (<i>Ice-3</i>) que cruza o rio Negro em sua foz quando se junta com o rio Solimões para formarem o rio Amazonas	78
3.36	Exemplos de efeito <i>off-nadir</i> em perfis altimétricos em grandes corpos da água	82
3.37	Exemplo do efeito <i>off-nadir</i> dobro sob o traço 207 do satélite ENVISAT ao cruzar o lago Rocagua, Peru	83
3.38	Representação esquemática do erro devido à declividade para uma superfície com declividade α	84
4.1	Fluxograma simplificado da metodologia proposta	91
4.2	Tratamentos sucessivos aplicados às medidas extraídas da base de dados do CTOH	95
4.3	Representação esquemática do efeito de afastamento ao nadir (<i>off-nadir</i>)	97

4.4	Satélite TERRA	111
4.1	Localização da bacia Amazônica objeto deste estudo e seus principais rios	120
5.2	Precipitação anual na bacia Amazônica	125
5.3	Distribuição espacial e temporal da precipitação na bacia Amazônica em porcentagem	126
5.4	Variação da amplitude da altura da lâmina de água na bacia Amazônica	129
5.5	Variabilidade reginal e sazonal na bacia Amazônica	130
5.6	Altura da lâmina de água dos rios Solimões e Amazonas para o ano de 1985	131
6.1	Exemplo de perfis hidrológicos afetados pelo problema de afastamento em relação ao nadir no alto rio Negro, sob o traco 078	135
6.2	Segmento dos perfis hidrológicos utilizados para correção do efeito <i>off-nadir</i>	136
6.3	Criação da estação virtual sobre o traço 650 do satélite ENVISAT através do programa VALS GRASS	138
6.4	Criação da estação virtual sobre o traço 650 do satélite ENVISAT através do programa VALS Tool	139
6.5	Estações virtuais, extraídas do segmento do traço do satélite T/P (<i>Ice-1</i>) nas proximidades de Manaus	140
6.6	Bacia Amazônica área com as estações virtuais	141
6.7	Estação virtual no lago Curupira	142
6.8	Séries temporais altimétricas do lago Curupira	143
6.9	Limitações para extração das estações virtuais	146
6.10	Cruzamento dos traços 106 e 149 dos satélites ERS-2 e ENVISAT, no rio Pardo, na bacia do rio Negro	150
6.11	Série temporal altimétrica dos satélites ERS-2 e ENVISAT, no rio Unini, afluente do rio Negro	151
6.12	Série temporal altimétrica do satélite ENVISAT (<i>Ice-1</i>), nos lagos Rocaguado e Guaporé	152
6.13	Série temporal altimétrica dos satélites ERS-2 e ENVISAT, nos rios Amazonas, Solimões e Itapará	153
6.14	Regressões lineares quando as estações fluviométricas se encontram instaladas abaixo do traço do satélite	155

6.15	Regressões lineares quando as estações fluviométricas se encontram instaladas entre 2 e 30 km do traço do satélite	159
6.16	Histograma das diferenças de RMS entre as séries altimétricas e <i>in situ</i>	162
6.17	Nivelamento das estações <i>insitu</i> com declividade nula entre os traços do satélite	170
6.18	Séries temporais de altura de água da estação <i>in situ</i> de Santa Maria do Boiaçu nivelada diretamente por GPS e do satélite ENVISAT (<i>Ice-1</i>)	171
6.19	Séries temporais de nível de água da estação <i>in situ</i> de Itacoatiara, no rio Amazonas e do satélite ENVISAT (<i>Ice-1</i>), no ponto de cruzamento dos traços 063 e 478	174
6.20	Lago Janauacá	177
6.21	Correções de inconsistências na série temporal <i>in situ</i> do lago Janauacá	178
6.22	Modelos de co-relação superfície-nível de água do lago Janauacá para os anos de 2001 a 2008	179
6.23	Superfícies calculadas através do modelo superfície-nível de água no lago Janauacá para os anos de 2001 a 2008	180
6.24	Sazonalidade do volume de água armazenado no lago Janauacá para os anos de 1995 a 2008	181
6.25	Lago Grande de Monte Alegre	182
6.26	Séries temporais resultantes da classificação das imagens MODIS MOD09A1 para o lago Grande de Monte Alegre	183
6.27	Modelo de co-relação superfície-nível de água do lago Grande de Monte Alegre para os anos de 2001 a 2008	183
6.28	Sazonalidade do volume de água armazenado no lago Grande de Monte Alegre para os anos de 1995 a 2008	184
6.29	Lago Curupira	185
6.30	Séries temporais resultantes da classificação das imagens MODIS MOD09A1 para o lago Curupira	186
6.31	Modelo de co-relação superfície-nível de água do lago Curupira para os anos de 2001 a 2008	186
6.32	Sazonalidade do volume de água armazenado no lago Curupira para os anos de 1995 a 2008	187
6.33	Alagado interfluvial Caapiranga	188

6.34	Séries temporais resultantes da classificação das imagens MODIS MOD09A1 para o alagado interfluvial Caapiranga	189
6.35	Modelo de co-relação superfície-nível de água do alagado interfluvial Caapiranga para os anos de 2001 a 2008	189
6.36	Sazonalidade do do volume de água armazenado no alagado interfluvial Caapiranga para os anos de 1995 a 2008	190
6.37	Corte transversal dos rios Madre de Dios e Beni, e dos Llanos de Mojos de noroeste a sudeste	191
6.38	Comparação entre o curso principal e a planície de inundação do rio Guaporé	195
6.39	Comparação entre o curso principal e a planície de inundação do rio Branco	197
6.40	Perfil de elevação das zonas úmidas em relação ao vale fluvial da bacia de rio de Branco	198
6.41	Comparação entre o curso principal e a planície de inundação do rio Amazonas	200
6.42	Séries temporais ao longo dos traços 063 e 478	200
6.43	Perfil de elevação das zonas úmidas em relação ao vale fluvial do rio Amazonas na foz do rio Madeira	201
6.44	Comparação entre o curso principal zonas úmidas do rio Guaporé	202
6.45	Comparação entre as zonas úmidas e os vales fluviais nas bacias dos rios Negro, Solimões e Madeira	205
6.46	Perfil de elevação das zonas úmidas em relação aos vales fluviais dos rios Branco, Negro, Solimões e Madeira	206
6.47	Relação entre rios na escala da bacias hidrográficas	207

ÍNDICE DE TABELAS

3.1	Bandas de microondas utilizadas pelos satélites radar	39
4.1	Parâmetros extraídos para o satélite GFO	92
4.2	Parâmetros extraídos para o satélite ERS-1 e 2	93
4.3	Parâmetros extraídos para o satélite ENVISAT	93
4.4	Parâmetros extraídos para os satélites T/P	94
4.5	Características das imagens MOD09A1 do sensor MODIS	103
4.6	Principais características do satélite JERS-1	110
4.7	Principais características do satélite TERRA	111
4.8	Principais aplicações dos sensores do satélite TERRA	112
4.9	Principais características do sensor MODIS do satélite TERRA	113
4.10	Aplicações das bandas espectrais do sensor MODIS do satélite TERRA	114
4.11	Características das imagens do produto MODIS MOD09A1	115
4.12	Características das imagens do produto MODIS MOD13A1	115
5.1	Classificação das águas da Amazônia	127
6.1	Diferença de RMS entre os pontos de cruzamentos com um curto intervalo de tempo de revisita do satélite	149
6.2	Comparação dos pontos de cruzamentos dos traços dos satélites	152
6.3	Estatística das comparações com as estações fluviométricas instaladas abaixo do traço do satélite	156
6.4	Estatística das comparações quando as estações fluviométricas se encontram instaladas entre 2 e 30 km do traço do satélite	160
6.5	Estatística das comparações quando as estações fluviométricas se encontram instaladas entre 2 e 30 km do traço do satélite, na planície de inundação dos Llanos de Mojos, na bacia do rio Madeira	163
6.6	Nivelamento das estações <i>in situ</i> com declividade nula entre os traços do satélite	167
6.7	Comparação de nivelamento direto e indireto	172

6.8	Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Guaporé	194
6.9	Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Branco	196
6.10	Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Amazonas	199
6.11	Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Negro	204

LISTA DE ABREVIATURAS

ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
AltiKa	Altímetro de alta resolução na banda Ka
AMI	<i>Active Microwave Instrument</i>
ANA	Agência Nacional de Águas - Brasil
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
ASF	<i>Alaska SAR Facility</i>
ASI	<i>Agenzia Spaziale Italiana</i>
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer</i>
ATSR	<i>Along Track Scanning Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AVISO	<i>Archivage, Validation et Interprétation de données Satellites Océanographiques</i>
CASH	<i>Contribution de l'Altimétrie Spatiale pour l'Hydrologie</i>
CBERS	Satélite sino-brasileiro de recursos terrestres
CERES	<i>Clouds and the Earth's Radiant Energy System</i>
CHAMP	<i>Challenging MiniSatellite Payload</i>
CIP	<i>International Potato Center</i>
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales France</i>
CTOH	<i>Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère</i>
CZTI	Zona de Convergência Inter Tropical
DMSP	<i>Defence Meteorological Satellite Program</i>
DORIS	<i>Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite</i>
EAB	Agência Espacial Brasileira
ECMWF	<i>European Center for Mediumrange Weather Forecast</i>
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

ENVI	<i>The ENvironment for Visualoizing Images</i>
ENVISAT	<i>ENVIronmental SATellite</i>
EORC	<i>Earth Observation Research Center</i>
EOS	<i>Earth Observing System</i>
ERM	<i>Exact Repeat Mission</i>
EROS	<i>Earth Resources Observation and Science</i>
ERS	<i>European Remote sensing Satellite</i>
ERSDAC	<i>Earth Remote Sensing Data Analysis Center of Japan</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
EUMETSAT	<i>Organisation Européenne pour l'Exploitation des Satellites Météorologiques</i>
EVI	<i>Enhanced Vegetation Index</i>
FAO	<i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i>
FO	<i>Forma de onda</i>
GDR	<i>Geophysical Data Record</i>
GEOS	<i>Geodynamics Experimental Oceano Satellite</i>
GEOSAT	<i>GEOdetic SATellite</i>
GFO	<i>Geosat Follow On</i>
GGM02	<i>GRACE Gravity Model 02</i>
GIS	<i>Geographical Information System</i>
GLAS	<i>Geoscience Laser Altimeter System</i>
GMES	<i>Global Monitoring for the Environment and Security</i>
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GOCE	<i>Gravity field and steadystate Ocean Circulation Explorer</i>
GOES	<i>Geostationary Operatinal Enviromental Satellite</i>
GOMOS	<i>Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measure</i>
GPS	<i>Global Positionning System</i>

GPSDR	<i>Global Positioning System Demonstration Receiver</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery And Climate Experiment</i>
GRASS	<i>Geographic Resources Analysis Support System</i>
GRDC	<i>Global Run-off Data Center</i>
GRFM	<i>Global Rain Forest Mapping</i>
HDF	<i>Hierarchical Data Format</i>
HH	<i>Polarization HH</i>
HY	<i>HaiYang</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICESat	<i>Ice, Cloud and land Elevation Satellite</i>
IGDR	<i>Interim Geophysical Data Record</i>
IGN	<i>Intitut Geographique Nacional - France</i>
ILRS	<i>International Laser Ranging Service</i>
INPA	Instituto Nacional e Pesquisas da Amazônia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IRD	<i>Institut de Recherche pour le Développement</i>
ISIN	<i>Integerized sinusoidal</i>
ISRIC	<i>World Soil Information</i>
ISRO	<i>Indian Space Research Organisation</i>
IV	Infravermelho
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
JERS-1	<i>Japan Earth Resources Satellite-1</i>
JMR	<i>Jason-1 Microwave Radiometer</i>
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
JRC	<i>Joint Research Centre of the European Commission</i>
LEGOS	<i>Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales</i>
LPDAAC	<i>Land Processes Distributed Active Archive Center</i>
LPT	<i>Light Particles Telescope</i>

LRA	<i>Laser Retroreflector Array</i>
LRR	<i>Laser RetroReflectors</i>
MDT	Modelo digital do terreno
MECB	Missão Espacial Completa Brasileira
MERCOSUL	Mercado Comum do Sul
MERIS	<i>MEdium Resolution Imaging Spectrometer</i>
METEOSAT	<i>METEOrological SATellite</i>
MIPAS	<i>Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding</i>
MISR	<i>Multiangle Imaging SpectroRadiometer</i>
MLP	<i>Multi Layer Perceptron</i>
MODIS	<i>MODerate resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MODIS Tool	<i>MODIS Reprojection Tool</i>
MOPITT	<i>Measurements Of Pollution In The Troposphere</i>
MS	Banda multi-espectral
MSS	<i>MultiSpectral Scanner</i>
MWR	<i>MicroWave Radiometer</i>
MWS	<i>MicroWave Sounder</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration-EUA</i>
NASDA	<i>National Space Development Agency of Japan</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NRA	<i>NASA Radar Altimetre</i>
OCOG	<i>Offset Centre Of Gravity</i>
OLS	<i>Operational Linescan System</i>
ONU	<i>United Nations Organization</i>
OPS	<i>Optical System</i>
ORE HIBAM	<i>Observatoire de Recherche en Environnement – Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone</i>

PAN	Banda pancromática
PCD	Plataformas automáticas de Coletas de Dados
PISTACH	<i>Système de Traitement pour les Applications Côtières et l'Hydrologie</i>
PMM	Plataforma MultiMissão
POD	<i>Precise Orbit Determination</i>
PODAAC	<i>Physical Oceanography Distributed Active Archive Center</i>
PRARE	<i>Precise Range And Range rate Equipment</i>
RA	<i>Radar Altimeter</i>
RA-2	<i>Radar Altimeter 2</i>
RADAR	<i>Rádio Detecção And Ranging</i>
RDBMS	<i>Relational DataBase Management System</i>
RESTEC	<i>Remote Sensing Technology Center of Japan</i>
RLA	<i>River Lake Altimetry</i>
RLH	<i>River Lake Hydrology</i>
RNA	Rede Neural Artificial
SABIAMAR	Satélite Argentino Brasileiro de Informação em Alimento, água e ambiente
SAI	<i>Space Applications Institute</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SARAL	<i>Satellite with ARGos and ALtika</i>
SCD	Satélite de Coleta dos Dados
SDR	<i>Sensor Data Record</i>
SGDR	<i>Sensor Geophysical Data Records</i>
SIG	Sistema de informações geográficas
SLR	<i>Satellite Laser Ranging</i>
SMMR	<i>Scanning Multichannel Micorwave Radiometer</i>
SOTERLAC	<i>world SOil and TErRAIN digital data base for Latin America and the Caribbean</i>
SPOT	<i>Système Probatoire d'Observation de la Terre</i>

SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SSALT	<i>Poséïdon ou Solid State ALTimeter</i>
SSH	<i>Sea Surface Heights</i>
SWOT	<i>Surface Water Ocean Topography</i>
T/P	<i>TOPOgraphy EXperiment/Poséïdon</i>
T2L2	<i>Temps de Transfert par Lien Laser</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TMR	<i>TOPEX Microwave Radiometer</i>
TRSR	<i>Turbo Rogue Space Receiver</i>
UCSB	<i>University of California Santa Barbara</i>
UNEP	<i>United Nations Environment Program</i>
UV	<i>Ultravioleta</i>
VALS Tool	<i>Virtual ALtimetry Station Tool</i>
VIS	<i>Visível</i>
VGT	<i>Sensor VEGETATION do satélite SPOT-4</i>
WCMC	<i>World Conservation Monitoring Centre</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 1984</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
WSOA	<i>WideSwath Ocean Altimeter</i>
WWAP	<i>World Water Assessment Programme</i>
XS	<i>Multispectral Scanner</i>
YSM	<i>Yaw Steering Mode</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

a_0	Altitude geométrica inicial do satélite no tempo t_0
a_i	Altitude geométrica do satélite no tempo t_i
aln	Número de pontos de amostragem dos ecos de radar para o algoritmo <i>Ice-1</i>
a_s	Altura da órbita do satélite em hidrossistemas continentais
B	Amplitude de banda da frequência emitida pelo altímetro de radar
DAM	Desvio absoluto da mediana
ds_i	Distância entre as posições inicial e num tempo t_i ao longo do eixo
Es	Porcentagem de ciclos do satélite utilizados na regressão linear entre os dados altimétricos e <i>in situ</i>
$f_{pr}(t)$	Função de resposta de um elemento da superfície refletida
$g_{pdf}(z)$	Função de distribuição dos elementos da superfície refletida
h	Altura dos planos de água oceânicos
H	Altitude geométrica do satélite em meio oceânico
H	Altura dos corpos de água dos hidrossistemas continentais
H_0	Altura inicial do corpo de água medida pelo altímetro em seu nadir no tempo t_0
h_{dyn}	Elevação dinâmica temporária da superfície do mar
hg	Altura geométrica oceânica
H_i	Altura do corpo de água medida pelo altímetro em seu nadir no tempo t_i
$H_{máx}$	Nível de água máximo da série temporal altimétrica
$H_{mín}$	Nível de água mínima da série temporal altimétrica
N	Número de amostras dos ecos de radar para o algoritmo <i>SeaIce</i>
NIR	Energia refletida na região do infravermelho próximo do espectro eletromagnético
N_T	Número total de traços do satélite
P	Amplitude da onda eletromagnética recebida pelo altímetro de radar

$P_e(t)$	Potência da onda eletromagnética emitida pelo altímetro de radar
P_o	Ruído térmico da onda eletromagnética emitida pelo altímetro de radar
$Pr(t)$	Potência média da onda eletromagnética recebida pelo altímetro de radar
R	Medida altimétrica entre o satélite e o alvo em meio oceânico
RED	Energia refletida na região do vermelho do espectro eletromagnético
RMS	Valor quadrático médio (<i>root mean square</i>)
R_s	Tempo de revisita total do satélite
s	Abscissa ao longo do traço
s_0	Abscissa inicial ao longo do traço no tempo t_0
S	Superfície total inundada dada pelo modelo de superfície inundada-nível de água altimétrico
s_i	Abscissa ao longo do traço no tempo t_i
T	Período da onda eletromagnética transmitido pelo altímetro de radar
t_0	Tempo inicial
t_i	Tempo em um dado momento i
u	Coefficiente de segundo grau da parábola medido ao longo do trajeto do satélite
v	Coefficiente de primeiro grau da parábola medido ao longo do trajeto do satélite
w	Coefficiente constante da parábola medido ao longo do trajeto do satélite
V	Volume de água armazenado
y	Valor do $n^{iésimo}$ ponto de amostragem dos ecos de radar
Z_0	Nível do zero da régua obtido pela diferença das médias das séries altimétrica e <i>in situ</i>
ΔH	Erro da medida altimétrica devido à declividade
ΔT_m	Tempo de revisita do satélite com pequeno intervalo de tempo
ΔT_M	Tempo de revisita do satélite com grande intervalo de tempo
Δz	Diferença entre o nível do zero da régua obtido pela diferença das médias das séries altimétrica e <i>in situ</i> e o coeficiente angular da regressão linear.
δR_j	Correções instrumentais, ambientais e geofísicas aplicadas à medida altimétrica em hidrossistemas continentais

ε	Amplitude entre duas séries temporais altimétricas
ξ	Declividade da curva descendente da distribuição da energia recebida pelo altímetro
ρ	Medida altimétrica entre o satélite e o alvo em hidrossistemas continentais
ρ_0	Medida altimétrica inicial no tempo t_0
ρ_i	Medida altimétrica no tempo t_i
σ	Desvios padrões das séries temporais
α	Declividade da superfície imageada
$\frac{\partial a}{\partial s}$	Taxa de variação da altura do satélite entre as posições nos tempos t_0 e t_i

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

1.1. CONTEXTO E PROBLEMÁTICA

As zonas úmidas na bacia Amazônica

O relevo da planície aluvial da bacia Amazônica apresenta uma baixíssima declividade de 1 a 6 cm/km (Meade *et al.*, 1991). Em períodos de cheias, as águas de superfície dos grandes rios entram nos lagos e alagados interfluviais, podendo permanecer vários meses, alterando o valor do pico da cheia, que progride lentamente, e grandes superfícies são temporariamente inundadas. Em período de vazante, as águas estocadas são liberadas, aumentando e regularizando o valor da vazão na estiagem. Essas zonas úmidas agem como reservatórios naturais, afetando o ciclo hidrológico do curso principal do rio Amazonas e dos seus principais afluentes e, conseqüentemente, o ciclo hidrológico global.

A prioridade, em termos de conhecimento dessas zonas, reside na caracterização dos correspondentes escoamentos hidráulicos ou hidrodinâmicos, isto é, a forma como o excedente de água se propaga. Como elas são extensas e abrangem diversos lagos, os escoamentos naturais tornam-se extremamente complexos, emergindo a necessidade de se levar em conta uma caracterização espacializada ou distribuída do fenômeno, que, por outro lado, exige conhecimentos e estudos diferenciados.

Interesse da aplicação dos dados espaciais para a modelagem de fenômenos dificilmente observáveis

Um sistema hídrico requer monitoramento homogêneo e perene, que permita, por exemplo, efetuar estudos de balanço hídrico organizando e consolidando dados pluviométricos, observações dos níveis de água nos lagos e rios, medidas de vazões, medidas de qualidade de água e medidas de superfície inundada durante as cheias e estiagens (Alsdorf *et al.*, 2001a). Poucas zonas úmidas dispõem de séries temporais observadas para estudos rigorosos desses ecossistemas. Mesmo quando existem alguns dados, pode haver períodos no registro em que essas informações são

inconsistentes (Calmant e Seyler, 2006). Diversas causas podem ser apontadas, a saber: inadequado monitoramento das redes hidrológicas, falhas nos dados, redução geral do número de estações, insuficiência de financiamento, diferença de processamento e controle de qualidade e diferentes políticas de gestão de dados. Esses problemas, que geram limitações na disponibilidade de longos períodos de observação, penalizam e dificultam a compreensão das variabilidades e incertezas que envolvem a predição e previsão do ciclo hidrológico nessas áreas.

O sistema de informações hidrológicas (HidroWeb), mantido pela Agência Nacional de Águas (ANA), contém dados de diferentes estações hidrometeorológicas para a bacia Amazônica, em território brasileiro, contabilizando 435 estações fluviométricas e 393 estações telemétricas (ANA, 2008). A atualização desse sistema pode levar de 6 a 12 meses. No entanto, esses dados não se estendem às áreas úmidas, pois são tradicionalmente e tecnicamente limitados às seções dos rios onde existe a possibilidade de medir vazão.

A utilização de dados de satélite de observação da Terra, principalmente de altimetria espacial, inserida na área temática de hidrologia espacial, permite uma visualização da superfície em escala continental, sobretudo nas regiões de difícil acesso, de forma homogênea, contínua e freqüente, com detalhamento espacial e temporal que as redes superficiais de observação não permitem.

A problemática espacial

A representação dos processos hidrológicos utilizando dados espaciais tem encontrado alguns obstáculos, onde o primeiro se compõe das limitações técnicas de aquisição e gestão dos dados. O surgimento da altimetria espacial, bem como o amplo desenvolvimento do sensoriamento remoto ao longo dos últimos quarenta anos, contribuiu fortemente para superar essa fronteira. As bases de dados ambientais foram multiplicadas, permitindo-se o acesso a um conjunto heterogêneo, mas muito extenso, de dados físicos (*i.e.*, geografia, umidade do solo, morfologia fluvial, hidrologia, topografia, ocupação do solo, altura de água) indispensáveis à caracterização das zonas úmidas. Duas grandes vertentes da problemática espacial apresentam-se incontestavelmente.

A primeira, recorrente a todo processo de construção do conhecimento, provém do desejo de se utilizar plenamente a dimensão espacial. Uma questão, ligada à estruturação do espaço e do tempo para a construção de modelos, aparece inevitavelmente:

- Quais intervalos de espaço e de tempo e quais relações funcionais entre os diversos elementos são necessários para a análise?

Essa questão é resultante da escolha, *a priori*, de um nível de abstração da realidade adequado a um fenômeno que se procura reproduzir mas que é inadequadamente monitorado, visto que as capacidades de observação e de medidas espaciais dos fenômenos hidrológicos (*i.e.*, variáveis hidrológicas de interesse) não evoluíram tão rapidamente como aquelas ligadas à caracterização física da bacia hidrográfica (*i.e.*, parâmetros descritivos). Os dispositivos de medidas das variáveis são, na realidade, em geral, concentrados em alguns pontos particulares (*i.e.*, estações fluviométricas no curso principal ou na foz das bacias). O problema reside em conhecer como variáveis e parâmetros são representados em escalas diferentes e como estabelecer as funções de transferências entre essas escalas.

Para este estudo, esse problema apresenta-se nas numerosas imperfeições que são agregadas às informações dos dados espaciais disponíveis para alimentar o esquema de análise (*i.e.*, parâmetros e/ou variáveis). Os dados provenientes dos satélites, como resultado de uma transformação da informação radiométrica em variável de interesse, não contradizem essa regra. Torna-se necessário encontrar um meio eficaz para considerar a natureza desses dados, que são muito numerosos, mas de fonte e qualidade muito variáveis. A indispensável mistura de tais dados, com o intuito de responder a um objetivo preciso, levanta as seguintes interrogações:

- Como relacionar os parâmetros de modelos matemáticos com as diferentes configurações espaciais encontradas na natureza se as fontes de imperfeições são múltiplas e dificilmente quantificáveis? Por exemplo, as noções de média e desvio padrão são aplicáveis para o conjunto dos pontos de uma série temporal de altura de água, uma vez que as amostras são pequenas e a proporção de pontos suspeitos ou falsos no seu interior pode ser grande?
- Como unificar dados heterogêneos em termos de origem e de qualidade de modo que possam ser utilizadas num mesmo esquema de análise? Nesse estudo, foram utilizados também alguns dados *in situ* disponíveis de altura de água. Metodologias foram desenvolvidas para validação dos dados das séries temporais altimétricas de 35 dias utilizando-se dados *in situ* diários, bem como nivelamento dos dados *in situ* através dos dados altimétricos.

A segunda vertente é ligada à forma de transformar as grandezas de altura e superfície de água, efetivamente medidas por satélites, em variáveis assimiláveis para uma análise espacial orientada para a sazonalidade temporal dos processos

hidrológicos das zonas úmidas. Por exemplo, avaliar em qual medida a amostragem espacial e temporal de alturas da água e das superfícies é suficiente para seguir as variações espaciais e temporais das inundações na bacia estudada, uma vez que tais resoluções são tipicamente da ordem de centena de quilômetros e de trinta e cinco dias para as alturas de água e da ordem hectométrica e de uma semana para as superfícies inundadas?

Se o procedimento normal é ajustar a coleta de dados até atingir uma qualidade suficiente para responder às expectativas dos esquemas clássicos de representação dos fenômenos, o mesmo não se adapta à problemática dos dados espaciais, onde o tipo de medida e as amostragens espaciais e temporais atendem a fortes contingentes, que são independentes da problemática científica. Uma via complementar consiste em tentar adaptar a esquematização dos processos aos dados existentes. Essa alternativa permite repensar o nível de complexidade das relações funcionais dos processos para torná-los compatíveis com a natureza das informações disponíveis.

Esses questionamentos estão estreitamente relacionados às temáticas tratadas nos domínios da representação do conhecimento e do raciocínio qualitativo (*i.e.*, técnicas de fusão e revisão, análises das incertezas, ordem de grandeza, representações gráficas causais, entre outras). Essa primeira análise indica uma necessidade de aproximação entre domínios variados como a hidrologia, a altimetria espacial, o sensoriamento remoto, as análises espaciais e novas técnicas matemáticas. A busca de uma unificação entre essas diferentes disciplinas constitui, certamente, o interesse maior deste trabalho.

1.2. ORIGEM E RELEVÂNCIA

Nas últimas décadas, a necessidade de responder a questões científicas, ligadas, por exemplo, ao estudo de modificações climáticas e ao fluxo de contaminantes na água, no ar e em meios porosos, entre outros problemas, originou uma série de discussões sobre a compreensão dos sistemas hídricos, sob a perspectiva integrada da hidrologia superficial e subterrânea. Mais do que o interesse em séries simuladas de vazão através de modelagens hidráulicas ou hidrológicas, esses assuntos exigem um conhecimento de como os processos físicos ocorrem no âmbito de distintos domínios e escalas espaços-temporais. Na verdade, problemas como entender e prever o efeito de mudanças climáticas exige que se entenda a bacia hidrográfica como uma componente essencial de um sistema amplo, dinâmico e altamente complexo, incluindo as zonas úmidas (cf. § 2.1.2.1), que são consideradas como infra-estruturas naturais, na medida em que são caracterizadas por suas funções hidrológicas,

biogeoquímicas, patrimoniais e paisagísticas, possuindo um papel importante na hidrologia local (Birkett, 1995a).

Essas zonas, freqüentemente em posição de interface e transição entre os meios atmosféricos, terrestres e os meios aquáticos propriamente ditos, distinguem-se por pequenas profundidades de água, solos hidromórficos ou não evoluídos e uma vegetação dominante composta de plantas higrófilas pelo menos durante uma parte do ano. Enfim, elas alimentam e protegem continuamente ou momentaneamente espécies animais dependentes desses espaços. Complementarmente, essas zonas são importantes e, algumas vezes vitais para a saúde, o bem estar e a segurança de populações que vivem nos seus limites ou nas proximidades. Diferentemente de outras regiões hidrológicas que, para a sua utilização, demandam intervenções positivas e investimentos, as zonas úmidas apresentam a vantagem de prover pronta utilização de suas funções. Não é de se surpreender que a atenção mundial se volte para essas zonas e sobre os serviços que elas prestam ao meio ambiente, como denota a existência de uma convenção internacional específica (*i.e.*, Secrétariat de la Convention de Ramsar, 2006), ratificada atualmente por mais de 123 países, incluindo o Brasil, que aprovou seu texto através do decreto nº 1905, de maio de 1996. O Brasil contém, em seu território, enormes extensões de áreas úmidas, dentre elas às correspondentes a bacia Amazônica, que constituem uma rede complexa de lagos conectada ao leito principal dos rios, cobrindo superfícies que foram estimadas entre 91.000 km² (Sippel *et al.*, 1998) e 300.000 km² (Junk, 1983a, Melack, 1984; Junk e Weber, 1996). Essas superfícies foram confirmadas por Hess *et al.* (2003), num estudo focalizado na região central da bacia Amazônica, compreendendo 18° de longitude e 8° de latitude, utilizando os mosaicos de cheia e estiagem, provenientes de imagens do radar de abertura sintética (SAR), do satélite *Japan Earth Resources Satellite-1* (JERS-1), que avaliaram em 300.000 km² as superfícies ocupadas pelas zonas úmidas.

As zonas úmidas, mais que outros ecossistemas, foram e continuam ainda sendo destruídas e modificadas por diversas atividades humanas. Assim que os efeitos das mudanças climáticas se fizerem plenamente sentir sobre os ecossistemas, a capacidade dessas zonas em se adaptarem à evolução das condições ambientais, bem como ao ritmo acelerado das mudanças, será crucial para todos, tanto para as sociedades humanas como para as espécies selvagens. As causas diretas desse risco de desaparecimento ou de mudanças resultam, freqüentemente, de uma mistura de ignorância sobre a importância dessas áreas, de forças culturais, econômicas e de decisões políticas. Uma zona de umidade pode sobreviver à expansão urbana, mas, se ela é degradada, não poderá mais oferecer as mesmas vantagens (Secrétariat de la Convention de Ramsar, 1998). O alcance da maioria das medidas implementadas encontra-se condicionado, em grande parte, a uma melhor compreensão do

funcionamento desses ecossistemas, de suas funções e seu valor socioeconômico, sendo esse o primeiro ponto a despertar o interesse para este estudo.

As dificuldades de monitoramento dessas zonas úmidas (cf. § 2.3) permitem consolidar o segundo foco de interesse, uma vez que tal monitoramento é realizado através de redes de estações hidrométricas organizadas a nível nacional e requerem uma série de observações *in situ* por um período de tempo muito longo, cujo custo de instalação e manutenção é altíssimo (Alsdorf *et al.*, 2001a). Poucas zonas úmidas dispõem de séries temporais observadas cumprindo esse requisito, penalizando e limitando a compreensão das variabilidades e incertezas que envolvem a predição do ciclo hidrológico nessas áreas.

Recentes avanços obtidos na aquisição e no tratamento dos dados espaciais, destacando-se a altimetria espacial (cf. capítulo 3), possibilitam a realização de um grande número de medidas necessárias para a quantificação dos fluxos de água e da capacidade de transporte ou sedimentação dos rios, utilizando os dados de diversos satélites e outras medidas complementares. No entanto, esses dados precisam de muitos estudos metodológicos para alcançar o nível de confiança necessário para monitoramento dos níveis de água em zonas úmidas. Diferentes estudos realizados até o momento destacam algumas limitações à utilização dessa técnica, que serão abordadas com maior detalhe no capítulo 3:

- a precisão da medida altimétrica é superior a variação do nível de água em algumas zonas úmidas; comparações com estações fluviométricas conduzidas por Birkett *et al.* (2002) na bacia Amazônica mostraram que 70% das séries temporais de altura de água procedentes das medidas do TOPEX/Posêidon (T/P) apresentaram uma precisão de até 1,10 m;
- em hidrossistemas continentais a medida altimétrica apresenta uma distorção geométrica, denominada efeito de afastamento do nadir ou efeito *off-nadir*, identificada por Frappart *et al.* (2006a) na várzea do Curuaí, no baixo rio Amazonas;
- as densidades de medidas durante os períodos de cheia são maiores que as de estiagem (Birkett, 1998; De Oliveira Campos *et al.*, 2001);
- a dimensão da intersecção do rio com o traço do satélite prejudica a precisão das observações: Birkett *et al.* (2002) descrevem que a largura mínima para obtenção de séries temporais altimétricas com dados do T/P é 1 km;
- Mercier (2001) destaca que o funcionamento do T/P é melhor sobre as planícies de inundação do que em pequenos rios, apesar da largura da faixa imageada do altímetro ser da ordem de quilômetros;

- resolução temporal estabelecida de acordo com as características da missão altimétrica.

Calmant e Seyler (2006) ressaltam que as origens dos problemas acima mencionados são:

- a largura da faixa imageada do altímetro, adaptado para a superfície oceânica, apresenta, no caso dos hidrossistemas continentais, uma contaminação do sinal por “ecos parasitas” (*i.e.*, margens do rio, ilhas, vegetação ciliar);
- a forma de onda (FO) refletida muito diferente do caso oceânico e que apresenta, conseqüentemente, particularidades a serem integradas para a determinação da altura.

Decorrente dessas constatações, a seguinte pergunta é a origem do questionamento para esta pesquisa: é possível ultrapassar a frágil utilização, em águas continentais, dos dados de altimetria espacial a fim de usufruir de suas inúmeras informações para uma melhor compreensão dos numerosos processos hídricos que envolvem as zonas úmidas?

1.3. IDÉIAS DEFENDIDAS NESTA TESE

Esta tese é baseada na hipótese de que é possível uma resposta positiva à questão enunciada anteriormente, revisando-se o modo de exploração dos dados altimétricos.

Partindo-se da reflexão global sobre o que a altimetria espacial pode e não pode contribuir para a hidrologia local, regional e global, busca-se melhorar a seleção dos dados altimétricos, visto que, até o presente, a seleção regular sob o ponto de vista geográfico (*i.e.*, um retângulo delimitado pelas latitudes e longitudes mínimas e máximas), representa um critério limitado para eliminação dos ruídos provenientes do tamanho da faixa imageada, integrando-se também, nessa seleção, a correção da distorção geométrica da medida altimétrica, objetivando-se extrair as relações espaciais e temporais do funcionamento hidrológico nas zonas úmidas a fim de aperfeiçoar e contribuir para o avanço de numerosas aplicações possíveis a partir desses dados.

Esse enfoque defende a idéia que é possível superar certos limites observados num modelo de abstração da realidade, descritivo, estático e local, pela introdução de um elemento ligado à dinâmica de funcionamento do sistema estudado. A tentativa empreendida, neste trabalho, focaliza-se nas componentes espaço e tempo. Nesse caso, ela é ilustrada nas aplicações que consistem em quantificar as relações entre os

diversos corpos hídricos que constituem as zonas úmidas, as relações entre bacias e as variações de volume nas zonas úmidas, a partir de dados provenientes, dos satélites altimétricos. Tal tentativa aplica-se a uma lógica que visa o emprego de técnicas mais eficazes para a introdução de uma análise espaço-temporal.

Esta tese busca ilustrar, no caso da aplicação proposta, o interesse de integrar não somente as informações estruturais (*i.e.*, forma de onda), mas igualmente as relações funcionais que compõem as relações espaciais e temporais deduzidas das interações de funcionamento entre os diferentes objetos (*i.e.*, rios, lagos marginais, alagados interfluviais, planície de inundação, entre outros). A força dessa altimetria, aqui denominada funcional, é de oferecer um esquema que permite administrar os dados da altimetria espacial (*i.e.*, altura da lâmina de água) integrando-os às informações exógenas complementares (*i.e.*, topografia, morfologia, hidrologia, umidade do solo), o que nos leva a considerar uma avaliação multidisciplinar.

As motivações principais para essa avaliação multidisciplinar são diversas. As medidas dos sensores representam valores médios para áreas imageadas, diferentes das medidas obtidas *in situ* que são medidas pontuais de custo elevado, permitindo que se tenha uma visão holística a um custo menor, tal característica tem grande importância para estudos hidrológicos (Novo, 1988). Os erros métricos nas séries temporais altimétricas são provenientes das dificuldades encontradas para se adaptar um tratamento básico de medidas concebidas para o ambiente oceânico e não para hidrossistemas continentais, visto que, até o momento, ainda não foi desenvolvido qualquer algoritmo para as medidas altimétricas em domínios continentais. No entanto, os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, inicialmente desenvolvido para os estudos das calotas polares para as missões ERS (*European Remote sensing Satellite*) e em seguida ENVISAT (*ENVironmental SATellite*), é o que melhor se ajusta a esse domínio (Frappart *et al.*, 2006a). Por outro lado, os dados obtidos pelo mesmo sensor, desde que esteja devidamente calibrado, apresentam compatibilidades nas informações (Novo, 1988). Por fim, Uma seleção espacializada dos dados altimétricos utilizando uma ferramenta georeferenciada apresenta-se vantajosa, promovendo uma melhor seleção dos dados, reduzindo suas dispersões, principalmente nas zonas úmidas, onde as amplitudes do nível de água são pequenas.

Esta tese insere-se na proposta de pesquisas do *Observatoire de Recherche en Environnement – Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazonie* (ORE HYBAM) que começou em 1992, através de um acordo de cooperação fraco-brasileiro entre o Departamento Nacional de Águas e de Energia Elétrica (DNAEE), o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – (CNPq) e o *Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer* (ORSTOM) como projeto HYBAM. O objetivo do ORE HYBAM é efectuar o estudo da bio-geo-dinâmica da bacia Amazônica,

focalizando as suas investigações na evolução atual e a longo prazo da bacia, como o impacto das mudanças climáticas, agricultura e desmatamento, movimento dos arcos tectônicos e variação do nível dos oceanos; a realização de medidas de vazões líquida e sólida precisas, pela exploração completa do campo de velocidades na secção de algumas estações específicas e o estudo da variação espaço-temporal dessas vazões. Esse acordo permitiu a homogenização da rede de estações hidrometeorológicas na bacia Amazônica mantida pelo DNAEE e o estabelecimento de uma rede complementar de estações permanentes de dados hidrológicos, sedimentares e geo-químicos. Ao longo desses quase 20 anos de pesquisa na Amazônia, o ORSTOM passou a chamar-se *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD), a responsabilidade da rede de estações hidrometeorológicas nacional é mantida atualmente pela Agência Nacional de Águas e o projeto HYBAM passou a ser um *Observatoire de Recherche en Environnement*. Diversos acordos e financiamentos entre o Brasil e a França, foram estabelecidos, como o projeto CAPES/COFECUB N° 516/05 – Modelagem Hidrológica-Atmosférica Aplicada à Gestão de Grandes Bacias Hidrográficas, que me concedeu a bolsa de doutorado em co-tutela para a realização dessa pesquisa. Relativo à hidrologia da bacia Amazônica o ORE HYBAM mantém uma base de dados que alimenta uma plataforma de modelagem, permitindo o estabelecimento de curvas-chave que consideram a declividade cinemática da velocidade na seção, o cálculo de balanços hídricos nas sub-bacias, estudos de modelagem hidrológica-atmosférica, bem como a complementação dos dados *in situ* com a aplicação de técnicas espaciais, como a altimetria espacial, que possivelmente, é a única fonte com potencial para alcançar a medição de nível de água das extensas zonas úmidas da bacia Amazônica.

1.4. OBJETIVOS E METAS

Enquanto que as abordagens clássicas de análise dos fenômenos hidrológicos sofrem de uma dependência, muito acentuada, de dados de observações *in situ*, o despontar, ao longo desses últimos quarenta anos, de várias ferramentas para a captura, armazenamento, processamento e apresentação das informações provenientes dos satélites de observação da Terra, contando com a axiomática do detalhamento espacial e temporal e situada na fronteira entre diversas disciplinas, tais como a hidrologia, hidráulica, geofísica, geologia, pedologia e climatologia, constitui a fundamentação deste trabalho. Dentro desse contexto geral, o principal objetivo desta pesquisa é a aplicação dos dados provenientes dos satélites altimétricos para estudar a variabilidade espaço-temporal das zonas úmidas no âmbito da bacia Amazônica. Busca-se mostrar uma alternativa para superar as limitações dos dados de observação convencionais, adquiridos via redes hidrométricas tradicionais, com o emprego de dados altimétricos de altura de água oriundos dos satélites altimétricos

TOPEX/Poséidon, ERS-2 e ENVISAT, bem como a utilização conjunta desses dados com imagens dos satélites JERS-1 e MODIS.

Para alcançar o objetivo proposto, a pesquisa concentrou esforços em:

- aperfeiçoar a seleção dos dados altimétricos;
- efetuar a correção da distorção geométrica da medida altimétrica proveniente do efeito de afastamento do nadir;
- estimar as alturas da lâmina de água que transita nas zonas úmidas, nos rios e em suas proximidades através de dados de altimetria espacial;
- melhorar os erros métricos nas séries temporais altimétricas;
- validar os dados das séries temporais altimétricas através de comparações das medidas nos pontos de cruzamento dos traços do satélite e com os dados *in situ*;
- nivelar as estações fluviométricas através dos dados altimétricos;
- estimar a extensão total e a distribuição das áreas alagadas ao longo das zonas úmidas através de imagens de sensoriamento remoto;
- estimar os volumes de água que transitam nessas zonas por um período decenal;
- estabelecer relações entre os diversos corpos hídricos nas zonas úmidas nas bacias estudadas; e
- ampliação de conhecimentos sobre a hidrologia da bacia Amazônica.

1.5. FERRAMENTAS UTILIZADAS

Para tratar essa altimetria funcional foram utilizadas as seguintes ferramentas numa abordagem multidisciplinar:

1. Inicialmente, o sistema de informações geográficas (SIG) confirma-se como uma ferramenta central para facilitar a gestão de dados espaciais, permitindo uma seleção mais refinada dos dados altimétricos; e
2. O sensoriamento remoto mostra-se como uma forte ferramenta para a caracterização espacial de extensas áreas, como as zonas úmidas da Amazônia. As imagens antes dos períodos de cheia permitem caracterizar fisicamente a planície, enquanto as imagens das cheias fornecem as informações espacializada sobre a cheia observada, delimitando-se, dessa forma, as superfícies de inundação e o mapeamento dos volumes inundados via integração com os dados altimétricos.

1.6. ESCOPO DA TESE

O objeto deste estudo com a caracterização do contexto e da problemática relacionada às zonas úmidas é apresentado nesse capítulo introdutório.

A primeira Seção deste documento apresenta uma revisão bibliográfica sobre o assunto, que procura estabelecer o referencial de importância e os fundamentos da pesquisa, destacando o avanço da vertente de dados espaciais, que de forma crescente vem complementar a tradição histórica de emprego de dados *in situ* nos estudos dos recursos hídricos. Embora o conceito do ciclo hidrológico pareça, em um primeiro momento, simples, o fenômeno é extremamente complexo e intrigante; não existe apenas um único grande ciclo; ao contrário, é composto por muitos ciclos inter-relacionados, de extensão continental, regional e local; ainda que o volume total de água no ciclo hidrológico global permaneça essencialmente constante, a distribuição dessa água é alterada continuamente nos continentes, nas regiões e, inclusive, nas bacias hidrográficas locais, sobretudo nas zonas úmidas, que contribuem substancialmente para seu equilíbrio. Essa é a temática do Capítulo 2.

A altimetria espacial, que foi inicialmente desenvolvida para aplicações oceânicas, emergiu com uma capacidade impressionante de geração de dados, oferecendo uma alternativa interessante de medida dos níveis de água dos mares interiores, dos lagos, dos rios e mesmo das zonas úmidas permanentes e temporais. Nesse sentido, o Capítulo 3 aborda os principais aspectos da altimetria espacial.

A segunda Seção expõe a metodologia proposta para estudar a variabilidade espaço-temporal dos processos hidrológicos das zonas úmidas no âmbito da bacia Amazônica, que constitui o Capítulo 4. Tal metodologia é baseada em diversas disciplinas dada a complexidade dos hidrossistemas continentais.

A etapa seguinte, Seção três, consiste na aplicação da metodologia proposta. Inicialmente, será caracterizada mais detalhadamente, no Capítulo 5, a bacia Amazônica, área de estudo, que com seus hidrossistemas aquáticos, encerra diversos elementos, permitindo avaliar as potencialidades da altimetria espacial em águas continentais, sobretudo em suas complexas zonas úmidas. Os resultados obtidos são apresentados no Capítulo 6. O objetivo é não somente ilustrar a metodologia, mas igualmente testar e validar seu campo de aplicação em rios e nas zonas úmidas da bacia Amazônica.

Na seção quatro são explanadas as conclusões e recomendações para trabalhos futuros empregando a pesquisa desenvolvida nessa tese, apresentadas no Capítulo 7.

O presente documento finaliza com as referências bibliográficas pesquisadas para a realização deste trabalho e pelos Apêndices, que contêm as informações adicionais desta tese.

SEÇÃO I

CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

CAPÍTULO 2

AS ÁGUAS CONTINENTAIS

Este capítulo possui duas metas principais. A primeira é caracterizar, dentro do contexto geral do ciclo hidrológico (cf. § 2.1), as águas continentais, destacando as zonas úmidas e sua importância (cf. § 2.2), enquanto a segunda é abordar o emprego das medidas tradicionais de monitoramento das águas continentais, evidenciando a importância e a fragilidade ou incompletude dessas informações (cf. § 2.3), ao mesmo tempo em que se enfatiza o papel de destaque que, cada vez mais, a utilização de dados espaciais assume nesse monitoramento através do sensoriamento remoto (cf. § 2.4).

2.1. O CICLO HIDROLÓGICO E AS ZONAS ÚMIDAS

2.1.1 O CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo hidrológico é um fenômeno global de circulação fechada de água entre a superfície terrestre e a atmosfera (Figura 2.1). A superfície terrestre engloba os continentes e os oceanos. Uma parte do ciclo hidrológico é definida pela circulação da água na própria superfície terrestre, incluindo a circulação no interior, na superfície dos solos e nos oceanos. Através da dinâmica das massas de ar, acontece a principal transferência de água da atmosfera para a superfície terrestre, denominada de precipitação. A precipitação ocorre quando complexos de aglutinação e crescimento das micro-gotículas, em nuvens com presença significativa de umidade (*i.e.*, vapor de água) e em núcleos de condensação, formam uma grande quantidade de gotas com tamanho e peso suficientes para que a força de gravidade supere a turbulência normal ou movimentos ascendentes do meio atmosférico. A precipitação pode ocorrer na forma de neve ou granizo. No trajeto em direção à superfície terrestre, a precipitação já sofre evaporação. Caindo em um solo com cobertura vegetal, parte do volume precipitado sofre interceptação em folhas e caules, de onde parte se evapora.

A interceptação é um fenômeno que ocorre tanto com a chuva quanto com a neve. O solo é um meio poroso; há infiltração da precipitação que chega ao solo, enquanto a superfície do solo não se satura. A infiltração e a percolação no interior do solo são comandadas pelas tensões capilares nos poros e pela gravidade. A umidade

do solo, realimentada pela infiltração, é aproveitada, em parte, pelos vegetais, que a absorve pelas raízes e a devolve quase toda à atmosfera por transpiração, na forma de vapor de água. A parcela não aproveitada pelos vegetais percola para o lençol freático que, normalmente, contribui para o escoamento de base dos rios. Os escoamentos superficial e sub-superficial são impulsionados pela gravidade para as cotas mais baixas, vencendo principalmente o atrito com a superfície do solo. A vegetação também reduz a energia cinética de impacto das gotas de chuva no solo, minimizando a erosão. Nos oceanos, a circulação das águas é regida por fenômenos físicos, destacando-se a rotação terrestre, os ventos de superfície, a variação espacial e temporal da energia solar absorvida. Por onde circula, a água na superfície terrestre, seja nos continentes ou nos oceanos, sofre evaporação para a atmosfera. A evapotranspiração é a soma da evaporação e da transpiração, dependendo da radiação solar, das tensões de vapor do ar e dos ventos.

A sociedade humana intervém de várias formas no ciclo hidrológico, substituindo a vegetação natural pela agricultura, desviando grandes quantidades de água para irrigação, construindo barragens nos rios, drenando áreas úmidas ou usando rios e lagos para diluir esgotos urbanos ou efluentes industriais, entre outras atividades. Com efeito, a humanidade utiliza indiretamente 26% da evapotranspiração terrestre total e 54% do escoamento superficial acessível no espaço e no tempo (Postel *et al.*, 1996). O aumento do uso da evapotranspiração é limitado pelo fato da maior parte das terras adequadas para a agricultura não irrigada já estarem em produção. A construção de novas barragens poderia aumentar em 10% o acesso ao escoamento nos próximos 30 anos, enquanto a população está projetada para aumentar de 45% no mesmo período (Postel *et al.*, 1996; Vörösmarty *et al.*, 2005).

Uma moderna concepção do ciclo hidrológico emergiu da nova disciplina denominada eco-hidrologia, destacando as importantes relações compartilhadas entre os sistemas hidrológicos e ecológicos (Zalewski *et al.*, 1997). Tal modelo conceitual detalha os caminhos e fluxos de toda água ao diferenciá-los em duas componentes distintas (Falkenmark e Rockström, 2004): águas azuis e águas verdes. As águas azuis estão diretamente associadas aos ecossistemas aquáticos e aos fluxos dos aquíferos e das águas superficiais. As águas verdes abastecem os ecossistemas terrestres e os vegetais nas zonas úmidas, sendo devolvidas à atmosfera na forma de vapor de água pela transpiração das plantas e evaporação das águas continentais e dos oceanos, caracterizadas, neste estudo, pelos fluxos nas zonas úmidas da bacia Amazônica. Falkenmark e Rockström (2004) afirmam ainda que essa concepção de águas azuis e de águas verdes simplifica a discussão para os diversos atores envolvidos com a gestão dos recursos hídricos, sobretudo os que não possuem formação técnica, pois ajuda a focalizar a atenção e os recursos nos setores normalmente negligenciados dos

ecossistemas terrestres, como os terrenos cultivados, campos naturais, pastagens, florestas e pântanos.

2.1.2 AS ÁGUAS CONTINENTAIS

O estoque de água no planeta Terra é da ordem de 1.388 milhões Km³, dos quais 97,5% são águas salgadas provenientes dos oceanos e apenas 2,5% são águas doces. Estas ocorrem sob a forma de neve permanente e geleira (68,7%); de aquíferos subterrâneos (30,1%); de umidade do solo, pântanos e na atmosfera (1,2%).

As águas continentais são as águas estocadas ou em escoamento na superfície da Terra. Constituem-se das águas sub-superficiais distribuídas nas zonas úmidas do solo e nos reservatórios de água subterrânea e das águas superficiais encontradas nos rios, nos sistemas lacustres e nos pântanos ou zonas úmidas. Para a consumação humana e dos ecossistemas, a água mais acessível encontra-se nos lagos e rios, correspondendo a aproximadamente 0,27% da água doce e 0,006% da quantidade total de água do planeta (Maidment, 1992).

2.1.2.1 AS ZONAS ÚMIDAS

Conforme a convenção de Ramsar (artigo 1.1), é considerada zona úmida toda extensão de pântanos, charcos e turfas, ou superfícies cobertas de água, de regime natural ou artificial, permanentes ou temporárias, com água parada ou corrente, doce, salobra ou salgada. As áreas marinhas também são consideradas zonas úmidas, contanto que a profundidade da maré baixa não exceda a seis metros. Também foi estabelecido que essas zonas úmidas compreendem as regiões ribeirinhas ou costeiras adjacentes, assim como as ilhas ou extensões de áreas marinhas. Como resultado dessas determinações, a cobertura da convenção estende-se a uma ampla variedade de ecossistemas aquáticos, incluindo rios, zonas costeiro-marinhas e zonas úmidas artificiais, tais como lagoas, açudes e represas (Secrétariat de la Convention de Ramsar, 2006).

O *World Conservation Monitoring Centre (WCMC) do United Nations Environment Program (UNEP)* estima as zonas úmidas em aproximadamente 570 milhões de hectares (5,7 milhões de km²), ou seja, 6% da superfície emersa do planeta, onde 2% são lagos, 30% turfas, 26% charcos, 20% pântanos e 15% planícies de inundação (UNEP/WCMC, 1997). Mitsch e Gosselink (2007) propõem de 4% a 6% da superfície emersa da Terra. Entretanto, um estudo global de recursos em zonas úmidas submetido à *Conférence des Parties COP7 de Ramsar* em 1999, afirmava: “não é possível fornecer uma cifra aceitável da superfície das zonas úmidas a uma escala mundial”, dando uma estimativa de 748 a 778 milhões de hectares.

2.1.2.2 AS ZONAS ÚMIDAS DO SOLO

Antes de atingir a zona de saturação, a água, através da infiltração, passa por um processo de fluxo descendente pela zona de aeração ou zona não saturada, onde uma parte dos espaços inter-granulares está preenchida com água e outra parte com ar, contendo oito vezes mais água que todo o escoamento superficial do planeta (Chow, 1988). A espessura dessa zona pode variar de menos de um metro até centenas de metros dependendo de diversos parâmetros do meio físico, como as características de relevo e solos assim como a condições climáticas da região (Feitosa e Manoel Filho, 1997). O movimento da água nessa zona do solo está relacionado com fenômenos como evaporação e retirada da água pelas raízes das plantas (transpiração), sendo de grande importância para estudos e projetos relacionados com a irrigação e drenagem (Hillel e Vlek, 2005). Influenciam também o transporte de substâncias, ou solutos (*i.e.*, sais, fertilizantes, entre outros) no subsolo, estando, portanto relacionado com o tempo de permanência dos mesmos no solo e seu potencial risco para o desenvolvimento das plantas e contaminação do solo e do lençol adjacente (Della Rocca *et al.*, 2007).

2.1.2.3 AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A zona saturada do solo caracteriza a existência do chamado lençol subterrâneo, ou aquífero, representando a segunda reserva mundial de água doce, após as águas contidas nas geleiras, sendo recarregada por água da chuva infiltrada e dependendo fortemente das médias pluviométricas e da formação geológica de cada região. As camadas freáticas submetidas apenas aos processos naturais do ciclo hidrológico e aos balanços hidrológicos de cada região oscilam sazonalmente ascendendo em períodos de chuva e descendendo em períodos de estiagem (Maindment, 1992). A conservação das áreas de recarga dos aquíferos é essencial para garantir a reposição de água e a recuperação dos níveis dos lençóis subterrâneos (Vorlicek *et al.*, 2004; Wenninger *et al.*, 2004), como também para evitar percolação de contaminantes que venham a degradar a qualidade de água dos aquíferos (Hao, 2006).

2.1.2.4 OS RIOS

Os rios cobrem menos de 0,1% da superfície terrestre abrangendo aproximadamente 0,0001% do volume total de água do planeta. O escoamento superficial de origem diversa forma a rede hidrográfica, com limites geográficos precisos definidos pela bacia hidrográfica. O sistema bacia hidrográfica pode constituir-se em meio que apresente características muito diferentes de clima, relevo,

cobertura geológica profunda, subsuperficial ou superficial (*i.e.*, solos), vegetação, ocupação, entre outras, uma vez que pode ser definida como uma unidade fisiológica, limitada por divisores topográficos, drenada por um ou mais cursos de água, cujas águas nela precipitada se dirigem para uma única seção, em seu ponto mais baixo, denominada exutório (Chow, 1988 e Tucci, 2001). Essa interdependência da rede com a bacia hidrográfica conduz ao conceito de hidrossistemas ou sistema hidrológico, que implica uma abordagem integrada do funcionamento dos rios com o meio ambiente local.

2.1.2.5 AS PLANÍCIES INUNDÁVEIS

Todas as planícies inundáveis são diferentes estruturalmente e funcionalmente, sendo assim difícil realizar generalizações conceituais. Entretanto, alguns autores preocuparam-se em classificá-las. Segundo Neiff *et al.* (1994), a planície de inundação ou várzea, pode ser definida como a planície desenvolvida sobre a calha de um vale, preenchido por terrenos aluvionares e que apresenta meandros fluviais sensíveis a baixa declividade do curso do rio, permanente ou temporalmente inundada pelo aporte fluvial. Ocorre, normalmente, no baixo curso do rio, onde o relevo, mais desbastado pela erosão do que à montante, apresenta pequeno gradiente topográfico; em consequência, a energia fluvial é atenuada e não consegue carregar muito da carga sedimentar do rio que é depositada, colmatando o vale com sedimentos fluviais.

Segundo Holland (1988), Junk *et al.* (1989), Naiman *et al.* (1989), Kolasa e Zalewski (1995) e Ward *et al.* (1999), planícies fluviais são consideradas sistemas de transição terra/água. Sem dúvida, o curso do rio, suas ilhas, cursos secundários e planície de transbordamento formam subsistemas, estrutural e funcionalmente dependentes do fluxo horizontal de água e transversal ao curso do rio, que formam uma mesma unidade ecológica, de funcionamento com o curso do rio, sendo tal movimento de grande importância, porque diferenças altimétricas de poucos centímetros determinam que superfícies de centenas de quilômetros sejam inundadas ou drenadas. Esses fluxos horizontais entre os subsistemas mencionados (curso, ilhas, planície lateral) condicionam as produtividades dos ecossistemas vegetais e processos associados (Carignan e Neif, 1992; Frutos *et al.*, 2006).

2.1.2.6 OS SISTEMAS LACUSTRES

Um sistema lacustre inclui os locais permanentemente inundados tais como lagos, lagoas e reservatórios de água ligados ao mar ou não. Constituem 3% da superfície dos continentes (Prairie, 2006) e armazenam cerca de 0,01% do volume de

água do planeta (Chow, 1988). Apresentam uma interação complexa entre a atmosfera e as águas de superfície e subterrânea, respondendo sensivelmente às mudanças climáticas (Cretaux e Birkett, 2006), sendo primordiais para regularizar e amortecer o fluxo no interior da rede hidrográfica, suavizando o clima na escala regional. Parte integrante das redes hidrográficas em sua maior escala, os sistemas lacustres devem, igualmente, ser abordados pela vertente do hidrossistemas (Mercier, 2001).

2.2. IMPORTÂNCIA DAS ZONAS ÚMIDAS

As zonas úmidas estão entre os ambientes mais produtivos do mundo (Secrétariat de la Convention de Ramsar, 2006). São berços da diversidade biológica (UNEP, 1996; Acreman, 2007; Lake e Bond, 2007), importantes para a estabilidade climática (Matthews e Fung, 1987; Whitting e Chanton, 2001; Richey *et al.*, 2002; Groendahl *et al.*, 2007; Shindell *et al.*, 2007), fornecendo água e produtividade primária, cujo número incalculável de espécies de plantas e animais depende para sua sobrevivência. Mantêm fortes concentrações de pássaros, mamíferos, répteis, anfíbios, peixes e invertebrados, sendo também fontes importantes de material genético vegetal.

a) Funções

As interações entre os elementos físicos, biológicos e químicos, como os solos, a água, as plantas e os animais, permitem a uma zona úmida preencher numerosas funções vitais, quais sejam:

- estoque de água;
- proteção contra as tempestades e controle das cheias;
- renovação do lençol freático, caracterizada pelo movimento de água da zona úmida para o lençol freático;
- restituição das águas subterrâneas, caracterizada pela recarga do lençol freático pela água de superfície da zona úmida;
- estabilização de condições climáticas locais, em particular do regime de precipitações e temperatura;
- depuração da água;
- estabilização de taludes e controle da erosão;
- retenção de elementos nutritivos;
- retenção de sedimentos; e
- retenção de poluentes.

b) Valores

As zonas úmidas fornecem freqüentemente vantagens econômicas consideráveis, por exemplo:

- abastecimento de água (em quantidade e qualidade);
- pescarias (mais de 2/3 dos peixes de água doce destinado à pesca dependem de zonas úmidas em bom estado);
- agricultura, graças à renovação dos lençóis freáticos e à retenção de materiais nutritivos nas planícies de inundação;
- suporte para escora e outros materiais para construção;
- recursos energéticos como a turfa;
- fauna e flora selvagem;
- toda uma gama de outros produtos, inclusive as plantas medicinais;
- transporte; e
- possibilidades de lazer e turismo.

Além disso, as zonas úmidas possuem características particulares, sendo muitas delas eleitas patrimônios culturais da humanidade. Elas estão estreitamente ligadas às crenças religiosas e cosmológicas dotadas de valores espirituais, fontes de inspiração estética e artística, com vestígios arqueológicos que são preciosos testemunhos do passado remoto da humanidade. São santuários para as espécies selvagens e são a base de importantes tradições políticas, econômicas e culturais locais.

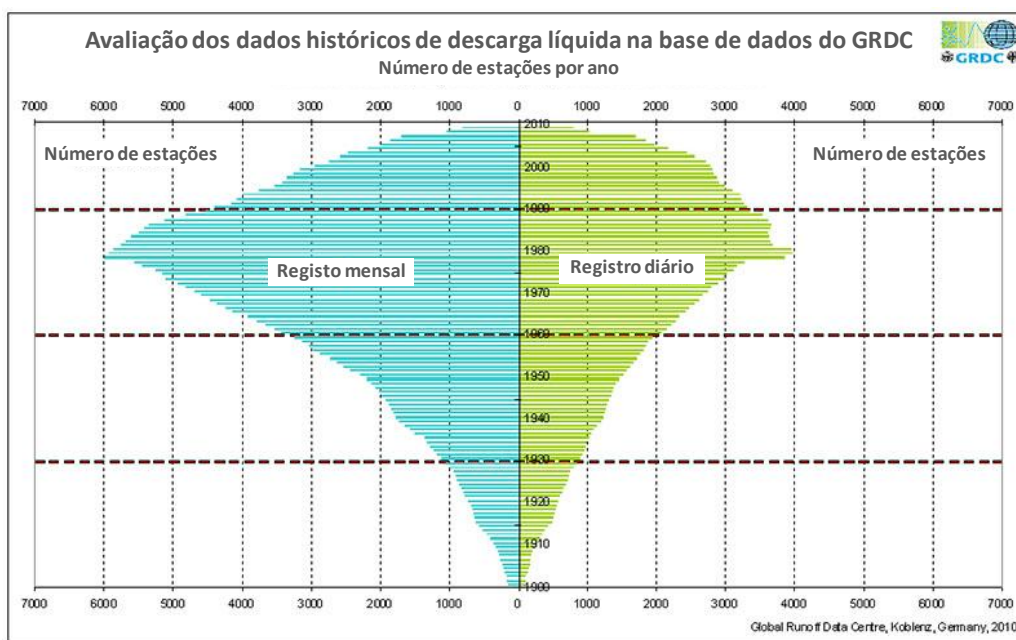
Essas funções, valores e características particulares, bem como esses serviços ecossistêmicos, só podem se perpetuar se os processos ecológicos nas zonas úmidas se desenvolverem naturalmente. Infelizmente, apesar de todo o progresso realizado com vários anos de conscientização, as zonas úmidas permanecem entre os ecossistemas mais ameaçados do mundo, pela drenagem, pelo estresse hídrico, pela poluição e pela exploração excessiva de seus recursos.

2.3. FRAGILIDADE DO SISTEMA DE MONITORAMENTO DOS RECURSOS HÍDRICOS CONTINENTAIS

A adequada caracterização quali-quantitativa dos recursos hídricos continentais está diretamente relacionada ao seu monitoramento. No entanto, o conhecimento da dinâmica do ciclo global da água nos continentes é ainda muito incipiente embora as mais importantes observações hidrológicas que possam ser feitas em uma bacia hidrográfica sejam as variações temporais e espaciais de volumes de

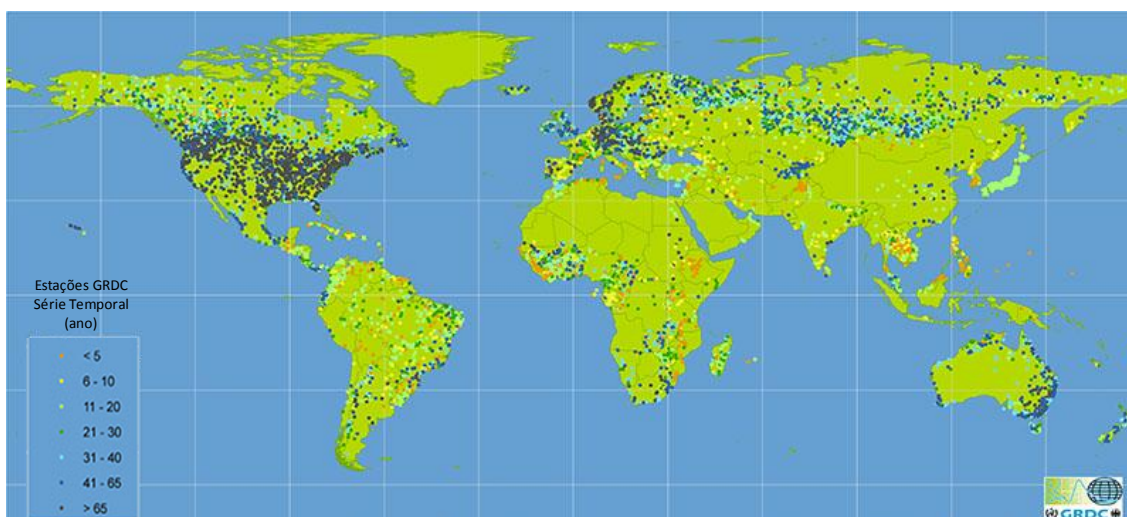
água nos rios, nos lagos e nas zonas úmidas (SWOT Mission, 2007). As séries de registros longas são essenciais, e a falta desses dados compromete a validade da informação usada para avaliações e a tomada de decisão subsequente.

Segundo o *Global Run-off Data Center* (GRDC) o número global de dados de descarga líquida reduziu significativamente após 1980. Mesmo com um acréscimo no número total de estações, a maioria das estações com registros a longo prazo encerrou a operação. O relatório do *U. S. Geological Survey* relata que de 1972 a 2007, 2.632 estações com 30 anos ou mais de registros foram interrompidas (US Geological Survey, 2009). Na Figura 2.1 estão expressos os número de dados globais por ano das estações de descarga líquida com medidas mensais e diárias, que constituem a base de dados do GRDC, enquanto nos anos 1970 observa-se até 6000 e 4000 registros mensais e diários por ano, respectivamente, constata-se uma crescente redução desses registros após os anos 1980. Calmant e Seyler (2006), afirmam que essa redução é devida não somente a diminuição do número de estações hidrométricas como também pelo tempo de acesso aos registros, que pode chegar a vários anos, resultando num duplo problema. A distribuição espacial de 7362 estações com registros mensais de vazão, incluindo as estações com dados diários e o tamanho das séries temporais obtidas são ilustrados na Figura 2.2, indicando que a maioria das séries temporais nos países pobres e em desenvolvimento não ultrapassa 30 anos de registros.



Fonte: GRDC (2010).

Figura 2.1 – Evolução do número de dados das estações de descarga líquida mundial registradas na base de dados do GRDC entre 1900 e 2009. Em azul, os dados mensais, e, em verde, os dados diários.



Fonte: GRDC (2010).

Figura 2.2 – Distribuição mundial da disponibilidade dos dados hidrológicos em janeiro de 2010.

O levantamento de dados na rede de estações hidrométricas tradicionais, especialmente em muitos países pobres e em desenvolvimento, é ainda inadequado e, muitas vezes, bastante precário. Em muitas redes, falta adequado padrão de confiabilidade e controle de qualidade para calibração dos instrumentos, bem como é limitada a capacidade de acesso, interpretação e aplicação da informação coletada a partir das redes tradicionais e dos satélites de observação terrestre. Essas restrições levam a limitações no emprego de dados hidrométricos tradicionais e dados espaciais (GCOS, 1998). A Organização Mundial de Meteorologia (WMO) identificou que os gestores das redes hidrométricas na África, por exemplo, conservam os dados hidrometeorológicos em papel. As respostas a um questionário enviado aos responsáveis do serviço hidrológico de 39 países mostram que 82% utilizam papel para arquivamento dos dados (WMO, 2004). Assim, o maior problema nas regiões pobres do mundo inclui deficiência de redes de registros e de infra-estrutura, bem como de qualidade dos dados.

Muitos países não se sentem suficientemente envolvidos em estudos regionais ou globais de recursos hídricos. Outros fatores são a ausência de protocolos e convenções para compartilhamento dos dados em algumas bacias e em aquíferos compartilhados ou internacionais, com limitados investimentos em pesquisas e estudos envolvendo dados hidrológicos, bem como eventual receio de perda da posse dos dados (WMO, 2003). Com o objetivo de padronizar a forma de coleta de informações, a WMO promoveu uma uniformização das observações e de suas estatísticas (WMO, 2003). São fornecidas informações indicando métodos, procedimentos e técnicas que podem ser adotadas no projeto de rede e de instrumentação de forma geral para vários tipos de climas e propósitos.

Visando assegurar a disponibilidade, às nações do mundo, das observações e informações necessárias à compreensão do clima e das mudanças climáticas, incluindo as informações das redes de monitoramento hidrológicas, quatro organizações internacionais, a Organização Mundial de Meteorologia (WMO), a Comissão Internacional de Oceanografia (IOC), o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (UNEP) e o Conselho Internacional para a Ciência (ICSU) estabeleceram a implementação do Sistema de Observação Global do Clima – GCOS em 1992 (GCOS, 1995). O relatório dos progressos na implementação do GCOS (GCOS, 2009) descreve diversas ações executadas em escala intergovernamental e internacional para suprir as insuficiências das redes de monitoramento hidrométricas tradicionais, descritas nos relatórios de 1998 e 2003 (GCOS, 1998 e 2003), destacando-se a criação de uma rede de referência mundial de monitoramento hidrológico *in situ* bem detalhada e coordenada, transformando seus produtos em informação útil para aplicação na validação de modelos hidrodinâmicos e hidrológicos, nos estudos dos diversos processo envolvendo o ciclo hidrológico e na validação das observações derivadas dos satélites de observação de Terra. Embora as atividades individuais, identificadas nos relatórios, sejam coordenadas através de diversos programas, organizações e agências internacionais, o sucesso depende quase inteiramente dos órgãos nacionais e regionais, ou seja, da resposta de muitos órgãos para a execução coordenada de um plano global, bem como, de ações para implementação da rede, que abrangem diversas atividades, incluindo o planejamento, a coordenação e a aderência aos padrões de monitoramento do GCOS, como a gestão, o processamento, a análise e os métodos de arquivamento dos dados. Estas ações são frequentemente muito onerosas, exigindo cuidadosa adesão, sustentada atenção e mudanças a longo prazo.

O valor dos dados de uma rede hidrométrica é uma função da sua utilização. No entanto, muitos usos não são aparentes na época do projeto da rede. De fato, poucos dados hidrológicos seriam coletados se fosse necessária uma fundamentação econômica *a priori* (ONU/WWAP, 2006). No Brasil, por exemplo, os levantamentos e estudos hidrométricos foram implementados pelo setor hidrelétrico, dada a necessidade de se determinarem os potenciais energéticos dos rios brasileiros, sendo, inicialmente, o Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), criado em 1965, responsável pelas atividades hidrológicas em território nacional, incluindo os serviços de hidrometria. A responsabilidade foi concedida em 2000, à Agência Nacional de Águas, que atualmente realiza o monitoramento pluviométrico, fluviométrico, sedimentométrico e qualitativo da água em diversas estações ao longo do território nacional, disponibilizando dados hidrológicos, úteis não somente para o setor hidrelétrico, como também para o desenvolvimento de projetos e gestão dos recursos hídricos.

A hidrologia tem sido extremamente ágil no desenvolvimento de metodologias e modelos de simulação que, de certa forma superam a deficiência de dados, permitindo que se possa planejar e executar obras de aproveitamento, mesmo que não se disponha de séries de dados com o comprimento estatisticamente representativo para caracterizar o regime hidrológico de uma determinada região. Esses métodos, embora ferramentas de valiosa eficácia quando bem aplicados, sofrem sérias restrições quando não se dispõe de dados para sua calibração e validação.

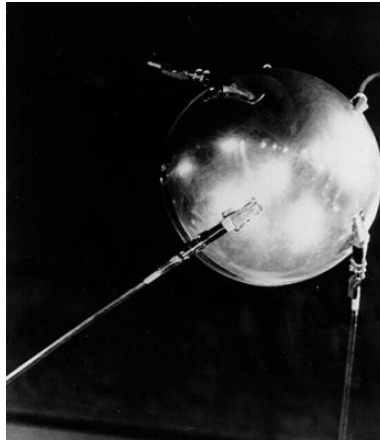
Os dados hidrológicos *in situ* fornecem uma definição temporal densa, no entanto, a resolução espacial é limitada, dependendo do tamanho da bacia poucos dados são disponibilizados. A alta prioridade para observações adicionais deve ser concentrada em regiões com carência de dados, variáveis hidrológicas mal observadas, regiões sensíveis à mudança e variáveis físicas com mensuração espacial inadequada. Os satélites de observação da Terra são meios importantes para fornecer dados hidrológicos com aceitável resolução espacial e temporal, especialmente em regiões extensas, com complexa variabilidade sazonal, de difícil acesso e com limitada infraestrutura, como, por exemplo, as zonas úmidas da região Amazônica.

2.4. MONITORAMENTO DOS HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS POR SATÉLITES

O primeiro satélite conhecido foi a Lua. Até a descoberta dos satélites por Galileu em 1610, nenhuma ocasião tinha se apresentado para caracterizar tais objetos. Galileu escolhe o termo latino *planetæ* (*i.e.*, planetas) para designá-los. Será Kepler quem os nomeará de “satélites” em 1611, do latim *satelles* ou *satellitis* significando “guardião” ou “companheiro”, porque os satélites parecem acompanhar o planeta nos seus deslocamentos. Christian Huygens, descobridor de Titã, foi o primeiro a utilizar o termo “lua” para este tipo de objeto, chamando Titã *Luna Saturni* ou *Luna Saturnia* (*i.e.*, lua de Saturno ou lua saturniana). Ao término das descobertas, o termo foi abandonado. Jean Dominique Cassini utilizava, às vezes, o termo “planetas” para as suas descobertas, sendo mais freqüentemente “satélites”.

O termo “satélite” tornou-se a norma para descrever um objeto em órbita ao redor de um planeta, permitindo evitar a ambigüidade do termo “lua”. Contudo, em 1957, com o lançamento do satélite Sputnik 1 (Figura 2.3), o primeiro objeto artificial em órbita ao redor da Terra, tornou necessária a distinção entre os satélites artificiais e os satélites naturais. O simples termo “satélite” passou a designar principalmente os objetos artificiais, sendo o termo “lua” empregado aos satélites naturais, mas, por exemplo, chama-se de “satélite” os novos corpos detectados em trono dos planetas gigantes do sistema solar ou aos asteróides.

Atualmente, existem milhares de satélites em órbita ao redor da Terra. Os objetivos diversificaram-se, as tecnologias foram melhoradas, tornando-se mais complexas, e os limites geográficos se estreitaram. Graças a uma melhor compreensão das leis físicas do espaço, um verdadeiro conhecimento (*know-how*) desenvolveu-se em matéria de concepção, montagem e exploração dos satélites artificiais.



Fonte: NASA, 2007a.

Figura 2.3 – Primeiro satélite artificial lançado em 4 de Outubro de 1957 pela União Soviética. Sputnik em russo significa “companheiro de estrada”.

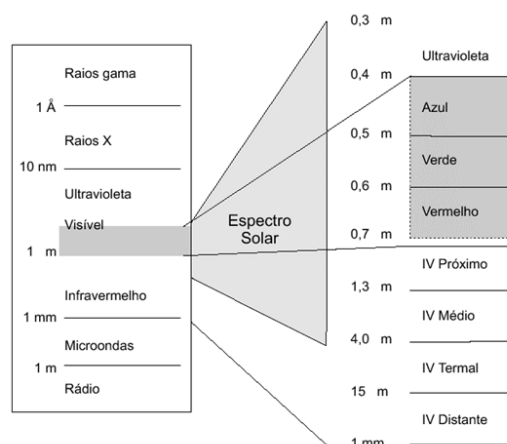
Distinguem-se vários tipos de missões, a saber:

- **satélites astronômicos** permitem enriquecer os nossos conhecimentos sobre a origem do Universo e a vida sobre a Terra: esses satélites são dedicados à exploração do sistema solar e à astronomia (*i.e.*, sondas), mas igualmente à física fundamental e à exobiologia;
- **satélites de comunicações** satélites utilizados em telecomunicações com numerosas aplicações em telefonia, televisão, multimídia e trocas de informações;
- **satélites de reconhecimento** satélites projetados para observação da Terra ou antigos satélites de comunicação utilizados para fins militares ou de espionagem;
- **satélites de navegação** permitem posicionar-se precisamente e a qualquer momento na superfície do globo: desempenham um papel importante na navegação marítima, no controle da circulação e nas missões de investigação e de salvamento;
- **satélites meteorológicos** dedicados à previsão imediata e ao estudo da evolução do clima; e
- **satélites de observação da Terra** destinados a melhorar a compreensão do funcionamento do planeta e proteger o meio ambiente: as observações cobrem os continentes, cobertura vegetal, ocupação dos

solos, calotas polares, mas também os níveis de água dos oceanos e hidrossistemas continentais, os fenômenos atmosféricos e geofísicos.

O conjunto dos instrumentos, específicos aos objetivos da missão, é chamado *carga útil*. De acordo com a missão, a carga útil contém diversos instrumentos de visada e equipamentos de transmissão e gravação a bordo, como o sensor que é capaz de captar e registrar a energia refletida ou emitida pelos objetos, áreas ou fenômenos, sem que haja contato direto ou físico entre o objeto e o sensor, operando em diversas frequências. Tal tecnologia permite a aquisição de informações sobre a superfície da Terra através da interação *energia-matéria*, que ocorre entre a radiação eletromagnética e as substâncias presentes na superfície terrestre, (Novo, 1988).

O espectro eletromagnético, por sua vez, é a ordenação das radiações eletromagnéticas de acordo com os comprimentos de onda ou, em outras palavras, frequência ou energia. O espectro é usualmente apresentado entre raios cósmicos e ondas de rádio, com as partes intermediárias constituindo os raios gama, raios X, ultravioleta, visível, infravermelho próximo, infravermelho médio ou intermediário, infravermelho distante ou afastado e microondas (Figura 2.4). O espectro eletromagnético entre comprimentos de onda de 0,02 μm a 1 m pode ser dividido em duas partes principais: faixa ótica e faixa de microondas. A faixa ótica refere-se àquela parte do espectro eletromagnético em que fenômenos óticos de reflexão e refração podem ser utilizados para análise da radiação. Essa faixa estende-se dos raios X (0,01 μm de comprimento de onda) passando pelo visível e incluindo o infravermelho distante (1 mm de comprimento de onda), sendo utilizada pelos sistemas de sensores passivos. A região de microondas compreende a faixa de comprimentos de onda de 1 mm a 1,0 m sendo utilizada pelos sistemas de sensores ativos.

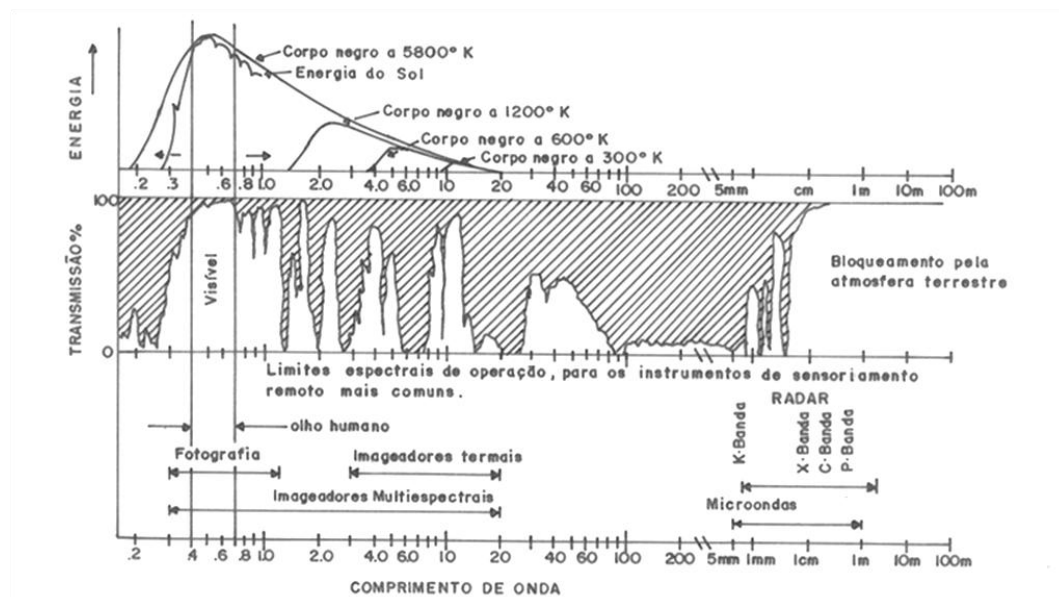


Fonte: IBGE, 1999.

Figura 2.4 Espectro eletromagnético dividido em regiões ou intervalos espectrais.

Todos os materiais, naturais ou artificiais, da superfície da terra podem emitir, refletir, transmitir ou absorver seletivamente a energia eletromagnética caracterizados

por reflectâncias próprias em cada banda do espectro eletromagnético. É através dessa característica que o sensoriamento remoto determina a natureza dos alvos analisados. Durante o seu caminho através da atmosfera, a energia eletromagnética é atenuada pelos gases e aerossóis que a compõem. Alguns gases, como oxigênio, ozônio, vapor de água e gás carbônico, absorvem a energia eletromagnética em determinadas bandas do espectro. A capacidade que as ondas eletromagnéticas possuem de penetrarem na atmosfera é denominada transmissividade ou transmitância, sendo as faixas de comprimento de onda para as quais a atmosfera é transmissível denominada de *janelas atmosféricas* (Figura 2.5).



Fonte: Adaptado de Colwell, 1963.

Figura 2.5 Transmissividade percentual da atmosfera terrestre.

2.4.1. EVOLUÇÃO DOS DADOS ESPACIAIS

Por muito tempo, o sensoriamento remoto limitou-se à fotografia aérea, e o seu modo de exploração, à fotointerpretação. Com o aparecimento das plataformas espaciais, como o lançamento do satélite Spoutnik em 4 de outubro de 1957, estimulou-se o surgimento dos primeiros satélites comerciais no início dos anos 1970 (*e.g.*, Landsat em 1972). Essa revolução dos meios de observação da Terra fortaleceu a utilização do sensoriamento remoto buscando responder a diversas problemáticas ambientais com as quais o homem é confrontado.

2.4.1.1. DE 1970 AO FINAL DOS ANOS 90

Os satélites multiplicam-se e diversificam-se, fornecendo, assim, o acesso a dados digitais em grande quantidade. Os esforços de diversificação concentraram-se,

inicialmente, sobre a resolução espectral e radiométrica, explorando os domínios espectrais fora do visível, essencialmente no infravermelho. Excluindo-se os satélites geoestacionários com aplicações meteorológicas, como *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES), operado pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), o *METEORological SATellite* (METEOSAT), operado pela ESA e pela NOAA, que oferecem uma grande repetitividade temporal (*i.e.*, várias imagens por dia), mas, em contrapartida, uma resolução espacial quilométrica. Os principais sensores passivos apresentam baixa resolução espacial, como exemplo as constelações Landsat e *Système Probatoire d'Observation de la Terre* (SPOT), onde o Landsat 7 apresenta 15 m na banda pancromática (PAN) enquanto o SPOT4 possui 10 m na PAN e 20 m nas bandas multi-espectrais (MS). Infelizmente, as resoluções temporais de 16 dias para o Landsat e de 26 dias para o SPOT (até três dias graças ao sistema de visada lateral) constituem uma forte limitação para observação de fenômenos com grande dinâmica temporal, como as cheias.

Em paralelo, investigações foram efetuadas a fim de valorizar as janelas atmosféricas disponíveis nos comprimentos de ondas superiores aos do infravermelho. Nessa faixa de comprimento de ondas, a influência de nuvens no sinal é muito baixa, permitindo a aquisição de imagens com boa qualidade mesmo em dias nublados, pois possui capacidade de penetração através de nuvens e da chuva. É possível coletar imagens independentemente da iluminação solar e sob as mais variadas condições atmosféricas, apresentando formas de identificação dos objetos da face da Terra distintas dos sensores óticos. Esses progressos consolidaram-se pelo aparecimento, em julho de 1991, do primeiro satélite operacional de radar ERS-1, seguido por JERS-1 (1992), ERS-2 (1995), RADARSAT (1995), ASTER (1999), ENVISAT (2002) e RADARSAT2 (2007). As técnicas ligadas à exploração de imagens radar são baseadas na interpretação do retro-espalhamento das ondas do radar sobre a superfície terrestre, apresentando um sinal, conseqüentemente, muito específico. A presença de um ruído do tipo multiplicativo específico denominado *speckle*, originário de um fenômeno de interferência do retro-espalhamento das ondas, constitui um limite à obtenção de resolução espacial fina (resolução de aproximadamente 30 m para o ERS, apesar da previsão inicial de um píxel de 12,5 x 12,5 m).

2.4.1.2. AS TENDÊNCIAS ATUAIS

Há alguns anos, a tendência do sensoriamento remoto volta-se para imagens de alta resolução espacial com captores de resolução métrica. As previsões de lançamento são bastante numerosas, e vários satélites já se encontram em operação: IKONOS-2 (EUA, lançado em 1999) com 1 m em PAN e 4 m em MS, Quickbird2 (EUA, lançado em 2001) com 0,61 m de PAN e 2,44 m em MS e, por último, SPOT-5 (França,

lançado em 2002) com uma resolução espacial de 5 m a 2,5 m de PAN e 10 m em MS. Informações suplementares sobre esses satélites podem ser obtidas em Rocha (2000).

Para satisfazer as necessidades de diversificação dos captores com essas resoluções métricas ou mesmo centimétrica, certos programas como o programa *pléiades* do *Centre National d'Études Spatiales France* (CNES) em associação com a Agência Espacial Italiana (ASI) prevêem o envio de uma constelação de pequenos satélites (500 Kg), mais baratos e com uma expectativa de vida mais baixa. Não restam dúvidas de que esse tipo de imagem encontrará aplicações nos domínios da hidrologia e da hidráulica, visto que imagens estereoscópicas estão previstas.

2.4.2. CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Uma revisão completa dos processos de extração de informação para reconhecer padrões e objetos homogêneos utilizados em sensoriamento remoto para mapear áreas da superfície terrestre que correspondem aos temas de interesse é descrita em Lu e Weng (2007). Os autores descrevem que inicialmente, esses métodos, voltaram-se, para dois grandes grupos: 1) classificadores pixel a pixel, que utilizam apenas a informação espectral da cada pixel para achar regiões homogêneas; esses classificadores podem ser separados ainda em métodos estatísticos e determinísticos; e 2) os classificadores por regiões, que utilizam, além da informação espectral de cada pixel, a informação espacial que caracteriza a relação com seus vizinhos; procuram simular o comportamento de um foto intérprete, reconhecendo áreas homogêneas de imagens, baseados em suas propriedades espectrais e espaciais; a informação de borda é utilizada inicialmente para separar regiões, e as propriedades espaciais e espectrais são empregadas para unir áreas com mesma textura.

Feições espectrais, texturais, temporais e contextuais são os quatro elementos importantes de padrões usados na interpretação de imagens de sistemas ativos. Feições espectrais descrevem as variações tonais médias, banda a banda, em uma imagem multi-espectral (Augusteijn *et al.*, 1995), enquanto que feições texturais descrevem a distribuição espacial dos valores tonais em uma banda (Nyoungui *et al.*, 2002). Feições contextuais contêm informações sobre o arranjo relativo de segmentos pertencentes a diferentes categorias (Soares *et al.*, 1997; Shaban e Dikshit, 2001) e feições temporais descrevem mudanças nos atributos da imagem em função do tempo (Ulaby *et al.*, 1986). Em resposta à necessidade de se extrair informações a partir dos dados da imagem de sistemas ativos, vários algoritmos têm sido desenvolvidos baseados em abordagem estrutural (Connors e Harlow, 1980), em padrões de frequência espaciais (Bajcsy e Liebermann, 1976), em estatísticas de segunda ordem (Haralick *et al.*, 1973; Haralick, 1979; Sun e Wee, 1983; Rotunno *et al.*, 1996; Lloyd *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2004), em espectro de texturas (Wang e He, 1990; Chen *et al.*,

2004) e em combinações de padrões de textura espectral (Lee e Philpot, 1991; Low *et al.* 1999).

A utilização de redes neurais artificiais (RNAs), com o propósito de classificação, pode constituir uma alternativa vantajosa quando comparada aos classificadores baseados em métodos estatísticos, uma vez que nenhuma hipótese prévia sobre a distribuição dos dados a serem classificados é exigida, não restringindo a possibilidade de incorporação de dados não espectrais na classificação (Atkinson e Talnall, 1997; Cruz e Galo, 2003). As RNAs têm sido aplicadas com sucesso nas áreas de processamento de imagens e reconhecimento de padrões (Augusteijn *et al.*, 1995). A RNA usa elementos de computação não linear (chamados neurônios) organizados como redes, de maneira análoga a que se acredita que os neurônios estejam interconectados no cérebro (Gonzales *et al.*, 2000). No caso particular de aplicações em classificação de imagens de sensoriamento remoto, diversos trabalhos (Lippmann, 1987; Hepner, 1990; Benediktsson *et al.*, 1990; Liu *et al.*, 1991) fizeram uso de RNA, aplicando uma rede de perceptrons multicamadas (MLP) para resolver o problema de classificação. Esse tipo de rede caracteriza-se por assumir regiões de decisão semelhantes àquelas formadas por um classificador estatístico, porém com entradas não correlacionadas e distribuições diferentes para os dados.

Mais recentemente, foram desenvolvidos os classificadores orientados a objetos que, buscando aprimorar o desempenho dos processos automatizados de classificação, utilizam-se, por exemplo, da modelagem matemática *fuzzy*, lógica dita nebulosa (Binaghi *et al.*, 1997; Linders, 2000). Possuem recursos que permitem a sistematização e a reprodução do conhecimento do foto-intérprete. A análise orientada aos objetos não considera apenas um píxel isoladamente, mas divide a imagem em segmentos uniformes, considerados objetos primitivos, os quais são tratados, a partir desse ponto, como unidades, sendo possível levarem-se em conta suas características espectrais, contextuais, de textura, de forma, de escala e outras variáveis espaciais que não poderiam ser consideradas numa análise píxel a píxel (Chang, 1996; Benz *et al.*, 2004; Gitas *et al.*, 2004; Walter, 2004). Baseando-se nessas características do objeto, a fotointerpretação de imagem, atividade tradicionalmente manual, pode ser automatizada visando responder às necessidades operacionais do sensoriamento remoto. Esse método foi reconhecido como o mais adequado para enfrentar os novos desafios do sensoriamento remoto, ligados à multiplicação de sensores e ao crescimento do acesso a imagens de altíssima resolução (Thomas *et al.*, 2003; Benz *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2010).

2.4.3. APLICAÇÕES DO SENSORIAMENTO REMOTO EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

Segundo Florenzano (2002), as imagens de satélites proporcionam uma visão sinóptica (de conjunto) e multi-temporal (de dinâmica) de extensas áreas da superfície terrestre. Elas mostram os ambientes e a sua transformação, constituindo-se em uma importante ferramenta para estudo dos hidrossistemas continentais de baixa dinâmica temporal. Devido à natureza das imagens, sua principal contribuição aos hidrossistemas continentais é a delimitação de superfície das zonas inundadas, permitindo também estimar as variações de nível de água, volume e cálculos de vazão, com diversos estudos descritos em Smith (1997) e Smith e Pavelsky (2009).

2.4.3.1. SISTEMAS PASSIVOS

As primeiras tentativas de vigilância dos hidrossistemas continentais por sensoriamento remoto foram realizadas no domínio óptico, estimando-se as mudanças na superfície dos planos de água entre imagens tomadas com vários anos de intervalo. Por exemplo, para o lago Tchad, as imagens obtidas pela tripulação do Skylab em 1974 revelaram uma drenagem do lago em relação aos resultados apresentados pelos astronautas das missões Gemini e Apollo em 1965 e 1968 (Birkett, 2000). Schneider *et al.* (1985), também para o lago Tchad, renovaram a experiência com as imagens Landsat. As águas e as zonas úmidas do solo são bem destacadas em imagens obtidas na faixa do infravermelho próximo, onde os primeiros estudos foram realizados por Gupta e Banerji (1985) nos lagos Gupta e Banerji, na Índia, com as bandas 5 (0,60,7 μ m) e 7 (0,81,1 μ m) de Landsat/MSS, acompanhados de medidas radiométrica *in situ*.

Outros instrumentos, como os radiômetros AVHRR, nos satélites americanos da NOAA, ou *Along Track Scanning Radiometer* (ATSR) nos satélites ERS-1 e 2 foram igualmente utilizados para estimar a superfície de lagos (Schneider *et al.*, 1985). Barton e Bathols (1989), com dados procedentes do sensor AVHRR do satélite NOAA na faixa do infravermelho termal, estimaram as cheias do rio Darling, na Austrália, explorando as diferenças de temperaturas, à noite, entre as superfícies de água e a superfície terrestre. As diferenças de polarização das medidas da radiação em microondas emitida pela superfície da Terra, efetuadas a 37 Ghz, pelo radiômetro *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), lançado em dezembro de 1978 a bordo do satélite Nimbus 7, foram utilizadas para elaboração da cartografia da variabilidade espaço-temporal das inundações ao longo do curso dos grandes rios da América do Sul (Sippel *et al.*, 1998; Hamilton *et al.*, 2002).

Com moderada resolução espacial (250-500m) e relativa alta frequência temporal, as imagens fornecidas pelo sensor MODIS do satélite TERRA possibilitam monitorar a variabilidade espaço-temporal de sistemas aquáticos, oferecendo a vantagem da distribuição gratuita no mundo inteiro, no entanto, poucos estudos de sensoriamento remoto, incluindo imagens MODIS, centraram-se sobre os ambientes aquáticos da bacia Amazônica. Novo *et al.* (2006) aplicaram um modelo de mistura linear aos dados de reflectância do MODIS adquiridos em quatro estágios da cheia: enchente (abril), cheia (junho), vazante (setembro) e estiagem (novembro), estimando as variações sazonais da clorofila dos fitoplânctons no lago Curuaí, zona de inundação do rio Amazonas, próximo à Óbido. Na mesma zona, Alcântara *et al.* (2009) analisaram a conformidade de um algoritmo de mistura espectral para avaliar as distribuições de turbidez do lago. Enjolras e Rodriguez (2009) usaram dados altimétricos e a informação conjunta do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), Landsat e MODIS para calcular os níveis de água de grandes rios com acurácia de aproximadamente 1 m.

Por último, duas limitações à utilização sistemática desse tipo de dado são enunciadas classicamente. A primeira exprime-se em termos de resolução espaço-temporal, onde a frequência de passagem diminui com a resolução espacial. Felizmente, a possibilidade de detectar os solos úmidos, mesmo com imagens tomadas vários dias após o máximo da cheia, permite encontrar a superfície máxima da zona inundada. Em certas regiões do mundo, os depósitos de lodo no solo oferecem boa legibilidade da extensão máxima um mês após a cheia, exemplificado em estudos na planície do Gharb, no Marrocos (Puech, 1995). Entretanto, Blasco *et al.* (1992) aconselham não exceder dez dias após a cheia. De maneira operacional, a disponibilidade de imagens com resolução espacial decamétrica ou menor, durante uma cheia, é muito aleatória e torna-se sistemática, unicamente, quando a dinâmica temporal é muito lenta (vários meses).

A segunda limitação provém da não-operacionalidade desses dados na presença de nuvens, fenômeno, no entanto, freqüente quando das cheias (Blyth, 1997). Diversos tratamentos para eliminar a influência das nuvens foram tentados, como, por exemplo, sobre dados NOAA/AVHRR (resolução de 1,1 km ao nadir) por Sheng *et al.* (2001), interessantes para cursos de água muito largos, devido a sua forte repetitividade temporal igual a 6 horas e a sua eficácia, mesmo durante a noite graças à exploração da faixa no infravermelho termal (Puech e Vidal, 1995).

2.4.3.2. SISTEMAS ATIVOS

A capacidade do sistema ativo SAR (*synthetic aperture radar*) de penetração nas nuvens oferece a essa fonte de dados uma forte vantagem sobre os sistemas

passivos de acordo com Brivio *et al.* (2002), sobretudo em zona tropical onde a presença de nuvens é constante. Para Imhoff *et al.* (1987), essa superioridade dos dados de radar concretiza-se igualmente em termos de desempenho na detecção das zonas inundadas com 85% para os dados SAR contra 64% para os dados Landsat/MSS. Outra vantagem do radar é o seu potencial em detectar a presença de água mesmo sob uma forte cobertura vegetal, principalmente com a banda L (Hess *et al.*, 1990; Hess *et al.*, 1995; Rosenqvist *et al.*, 2000; Saatchi *et al.*, 2000; Siqueira *et al.*, 2003; Hess *et al.*, 2003) e em menor escala com a banda C, se o sistema de polarização é horizontal como RADARSAT e não vertical como ERS (Townsend, 2002). Uma primeira estimativa das variações temporais de superfície e de nível de água baseada numa combinação das medidas altimétricas do satélite T/P e de imagens radar na faixa L do satélite JERS-1 é proposta em Frappart *et al.* (2005) nas zonas de inundação da bacia do rio de Negro, permitindo, assim, estimar os volumes de água potencialmente armazenados na bacia durante o ciclo hidrológico 1995-1996. Em outro estudo, Frappart *et al.* (2006b) utilizam a mesma metodologia na bacia Mekong através das imagens do sensor VEGETATION (VGT) embarcado sobre o satélite SPOT-4, e das medidas altimétricas dos satélites ERS-2 e ENVISAT. As técnicas de interferometria SAR, que consistem em deduzir as medidas de altura a partir das medidas de coerência de fase de duas imagens SAR tomadas em datas diferentes, permitiram estimar as variações de nível de água nas florestas inundáveis da bacia Amazônica (Alsdorf *et al.*, 2000, 2001a e 2001b).

Na área de detecção de umidade do solo, a faixa de microondas do espectro eletromagnético tem sido explorada com vistas à aplicação em modelos hidrológicos (Schmugge *et al.*, 1980; Jackson *et al.*, 1977, Rotunno Filho, 1995; Araújo, 2006). Há dois modos importantes de utilizar a umidade do solo em modelos hidrológicos. É reconhecido que a umidade inicial tem um importante papel na definição do hidrograma (vazão ao longo do tempo) para eventos chuvosos (Artan *et al.*, 2007; Peterrs-Lidard *et al.*, 2008). A segunda forma consiste em se empregar a umidade do solo em diferentes tempos para controlar e corrigir o desempenho do modelo (Kuczera, 1983a, 1983b; Mangulis *et al.*, 2006; Blinlish *et al.*, 2009).

Alguns produtos de estudos globais e regionais de precipitação apresentam definição espacial de 4 km e resolução temporal de 3 horas, sendo utilizados para previsões de cheias e gestão das águas continentais (CEOS, 2008). Adicionalmente, diversos métodos da avaliação da precipitação são baseados em satélites que operam nas faixas do infravermelho e microondas, bem como empregam algoritmos de recuperação e interpretação de dados, associados com diferentes fontes, tendo alcançado um nível semi-operacional e, em alguns casos, operacional (Grabs, 2007; Kidd *et al.*, 2010).

As mudanças temporais do campo gravimétrico terrestre, detectados pela missão de gravimetria espacial GRACE, lançada em março de 2002, caracterizam as redistribuições de massa nos sistemas da Terra, com uma resolução de 200 a 400 km, aproximadamente (Ward, 2002). A escala temporal pode variar de algumas semanas a vários anos. Relacionadas a essa escala espaço-temporal, as principais redistribuições de massa são provenientes das variações de volume de água na atmosfera, nos oceanos e nas reservas de águas continentais (Wahr *et al.*, 1998; Rodell e Famiglietti, 1999). Uma metodologia robusta de inversão que separa as diferentes contribuições nos grandes reservatórios de superfície é apresentada em Ramillien *et al.*, (2004 e 2005) determinando séries temporais de volume e alturas de água integradas à superfície de grandes bacias, dentre elas a bacia Amazônica (Wahr *et al.*, 2004; Swenson e Milly, 2006; Schmidt *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2005a; Tamisiea *et al.*, 2005; Tapley *et al.*, 2004; Seo *et al.*, 2006; Syed *et al.*, 2008a e b).

Diversas aplicações hidrogeológicas foram conduzidas com dados de sensoriamento remoto apresentadas em Becker (2005) e Jha (2007), que centraram-se, inicialmente, em mapear a geologia ou as fraturas estruturais para a avaliação das águas subterrâneas (Meijerink, 1996; Waters *et al.*, 1990). Embora os fluxos das águas subterrâneas possam ser detectados pelo espaço, não podem ser medidos diretamente pelos satélites, no entanto as zonas de descarga dos aquíferos podem ser indicadas pelos escoamentos superficiais, anomalias térmicas de saturação do solo, mudanças na vegetação e presença de contaminantes químicos ou resíduos (Entekhabi e Moghaddam, 2007; Constantz, 2008). Mais recentemente, as observações gravimétricas das mudanças em grandes aquíferos provenientes do GRACE (Ramillien *et al.*, 2008) e de novas gerações de missões como *Gravity field and steadystate Ocean Circulation Explorer* (GOCE) (Sabadini *et al.*, 2002) prometem impulsionar as investigações hidrogeológicas utilizando dados espaciais.

2.4.3.3. OBTENÇÃO DE NÍVEL DE ÁGUA, VOLUME E VAZÃO

2.4.3.3.1. MÉTODO DIRETO

Para determinação da profundidade ou do nível da água, uma primeira via de investigação consiste em explorar a relação direta entre a absorção das radiações no visível e o comprimento da lâmina de água atravessado, relação estudada em Defant (1961), Ibrahim e Cracknell (1990), Bryant e Gilvear (1999). Todavia essa simples relação é válida apenas para a água pura, e múltiplos fatores como a cor da água, sua turbidez, a presença de clorofila e a não homogeneidade da ocupação do solo, limitam a utilização operacional de tal método em período de inundação (HubertMoy *et al.*, 1992; Robin, 1992; Rango, 1994). Uma segunda via é a utilização de um altímetro,

técnica da altimetria espacial descrita no capítulo seguinte que permite medir precisamente o nível da água. A qualidade das informações acessíveis, no entanto dependem da origem do sensor.

2.4.3.3.2. MÉTODO INDIRETO

Para Robin (1992) e Puech e Vidal (1995), somente a imagem de satélite não é suficiente, necessitando acoplá-la a outros dados para melhorar a sua exploração. Esse acoplamento com medidas de campo ou com outros dados como a variação do nível de água e a topografia, através de uma abordagem indireta, permite estimar variáveis como volume ou a vazão.

Uma idéia mais simples é correlacionar as superfícies de água extraídas das imagens com a variável de altura de água. Sendo essa relação conhecida, basta aplicar o modelo de co-relação, caso contrário, situação mais freqüente nas inundações, este modelo deve ser construído baseando-se em medidas de alturas de água efetuadas no campo simultaneamente à tomada da imagem. Smith (1997) enumera várias tentativas de estabelecimento dessa relação. O modelo linear é freqüentemente utilizado (Smith e Pavelsky, 2009), mesmo que, em uma primeira aproximação, faltem séries de observações suficientemente longas, como em Imhoff *et al.* (1987), sendo também utilizados modelos de segunda (Sippel *et al.*, 1998) e de terceira ordem (Hamilton *et al.*, 2002). Conhecendo-se uma curva-chave, que relaciona a vazão com a altura de água, é possível deduzir a vazão a partir das superfícies ou níveis de água extraídas das imagens. Partindo dessa abordagem, Puech e Ousmane (1998) constroem e utilizam curvas altura-superfície-volume a partir de dados SPOT. Por sua vez, Mariko *et al.* (2004) empregaram dados NOAA/AVHRR para estabelecer planos de água semi-permanentes no Níger, a fim de estudar as variações dos níveis de água deduzidas das imagens, estabelecendo, assim um balanço hídrico. Smith *et al.* (1995 e 1996) tiveram êxito em estabelecer uma correlação direta, de boa qualidade, entre uma superfície de água extraída de imagens de radar ERS-1 SAR e as vazões medidas em campo para rios no Canadá.

Outra idéia é explorar a zona de contato água-terra, cruzando-a com um conhecimento topográfico do terreno para deduzir o nível de água. Esse método é mais eficaz quando as declividades topográficas são pequenas e a localização da zona de contato é precisa, o que necessita de altas resoluções espaciais das imagens e uma boa superposição com os dados topográficos (Smith, 1997). Gupta e Banerji (1985) foram os primeiros a utilizar esse método com dados Landsat/MSS e mapas topográficos para deduzir níveis de água, suas variações e, por último, as variações de volumes armazenados em reservatórios de água na Índia. Para uma melhor precisão, utilizaram a confluência dos afluentes com o reservatório, zona de baixo gradiente

topográfico. Em um afluente do Mississípi, Brakenridge *et al.* (1998), com um mapa topográfico na escala 1:24000 e dados ERS-1 SAR, estimaram os níveis de água sobre o perfil longitudinal do rio com intervalos de confiança no nível de 90% de aproximadamente 1 a 2 m. A comparação com uma simulação em regime permanente permitiu-lhes obter informações preciosas sobre a amplitude da onda de propagação da cheia.

Após uma interpretação visual de imagens ERS-1 SAR, Oberstadler *et al.* (1997) obtiveram uma estimativa dos níveis de água no rio Reno, em uma cheia, com desvios compreendidos entre 0,5 e 2 m em relação às medidas de campo, desvios estes provenientes de erros de interpretação na zona inundada e imprecisões na localização do limite água-terra devidas à resolução dos dados ERS-1 SAR (12,5 m). Contudo, um cálculo rápido mostra que, com gradientes topográficos transversais clássicos nas planícies de inundação (*i.e.*, inferior a 1% em certos setores), um erro de localização de 1 pixel SPOT/XS (*i.e.*, 20 m) resulta em um erro altimétrico inferior a 0,20 m. Como esse erro é inferior à qualidade dos dados topográficos classicamente disponíveis em grandes zonas, o esforço, neste tipo de método, deve, primeiramente, direcionar-se à obtenção de dados topográficos com precisão decimétrica. Esta observação é confirmada por Robin (2000), que mostrou claramente os limites de dados topográficos procedentes de mapas do *Intitut Geographique Nacional France* (IGNFR), na escala 1:25000, e um modelo digital do terreno obtido a partir de um par estereoscópico de imagens pancromáticas do SPOT.

Ressalta-se que a sinergia entre topografia e superfície de água extraída do sensoriamento remoto pode ser valorizada no sentido oposto, para reconstituir o relevo a partir de imagens de satélites de planos de água em meios onde a micro topografia desempenha um papel muito importante, como nas zonas úmidas, exemplificado em mangues (Ramsey *et al.*, 1997) proveniente de imagens ERS ou em alagados interfluviais do Níger (Piaton e Puech, 1992).

2.5. CONSIDERAÇÕES

As águas continentais de superfície desempenham, pela sua posição de interface entre os continentes e a atmosfera, um papel importante como indicador da dinâmica do clima.

As zonas úmidas, freqüentemente em posição de interface e transição entre os meios terrestres e os meios aquáticos propriamente ditos, distinguem-se por pequenas profundidades de água, solo hidromórficos ou não evoluídos e/ou uma vegetação dominante composta de plantas higrófilas. Enfim, elas alimentam e/ou protegem continuamente ou momentaneamente espécies animais dependentes desses espaços.

Além disso, essas zonas são importantes e, algumas vezes, vitais para a saúde, o bem estar e a segurança de populações que vivem nos seus limites ou nas proximidades.

As aplicações de técnicas espaciais no estudo da Terra, juntamente com o avanço teórico e da tecnologia computacional, têm conduzido a um maior conhecimento dos três principais componentes da superfície terrestre, terra, atmosfera e oceanos. Existe, por parte da comunidade científica, uma crescente ênfase na necessidade de se estudar a Terra como um sistema global e a interação entre as áreas interdisciplinares do clima, de ciclos biogeoquímicos e ciclos hidrológicos.

Se as imagens de satélites possibilitam a caracterização física de grandes zonas, com as imagens adquiridas em período de inundação, é possível identificar, calcular e monitorar o fenômeno em zonas de difícil acesso. Por outro lado, os dados de sensores remotos, se analisados de forma integrada, permitem transcender a caracterização da superfície inundada, possibilitando o conhecimento de suas características locais. Uma forma de integração refere-se à utilização conjunta de imagens de satélites e da altura de água proveniente da altimetria espacial (cf., § 2.4.3.2) com a fusão, por via indireta, de dados exógenos à imagem. Dessa maneira, o uso conjunto de dados parece particularmente interessante, dado que favorece a análise espacial permitindo o estudo do comportamento hidrológico e hidrodinâmico da zona de estudo.

Usando o conceito global de sistema de observação do ciclo hidrológico, baseado em sistemas de observações hidrológicas tradicionais e na cobertura global oferecida pelos satélites de observação da Terra, numerosos aperfeiçoamentos e oportunidades em monitoramentos dos recursos hídricos continentais foram implementados. No entanto, para aplicações conjuntas desses dados, é necessária uma integração espacial e temporal, bem como controles adequados de qualidade. Tais controles exigem maiores esforços para avaliar a qualidade da observação, e projetos de recalibração das variáveis envolvidas são fundamentais para uma boa continuidade e cobertura integrada a partir de dados tradicionais das redes de estações hidrológicas e dos novos dados espaciais.

CAPÍTULO 3

ALTIMETRIA ESPACIAL

Dispositivos principais ou integrantes de diversos satélites a partir dos anos 1970, radares altimétricos são instrumentos que apontam ao nadir do satélite e medem a distância que o separa da superfície terrestre (cf. § 3.1). Se o conceito do radar altimétrico é bastante simples, a sua aplicação na altimetria espacial repousa sobre instrumentos compostos de grande tecnologia. Hoje, os radares altimétricos medem com uma grande precisão (*i.e.*, alguns centímetros) a altura instantânea da superfície oceânica através dos satélites. Esses satélites (cf. § 3.2) possuem, além de uma cobertura global, uma repetitividade regular, possibilitando elaborar mapas topográficos da superfície oceânica (Calmant *et al.*, 2006), bem como acompanhar sua evolução (Aviso, 2009). Tais observações permitiram aos oceanógrafos progressos consideráveis na compreensão do funcionamento global dos oceanos e a sua implicação na dinâmica do clima bem como aplicações nas áreas costeiras.

Nos últimos dez anos, vários grupos científicos no mundo passaram a utilizar a altimetria espacial, também, para medir os níveis das águas continentais (mares interiores, rios, lagos, planícies de inundação e reservatórios). Estas novas aplicações permitem construir longas séries temporais de níveis de água. Os produtos são um complemento importante, ou mesmo uma alternativa às medidas *in situ*, em especial nas regiões onde as redes de observações hidrológicas tradicionais são inexistentes ou os registros foram interrompidos (cf. § 2.3).

A descrição da medida altimétrica (cf. § 3.3) e o tratamento aplicado a este sinal são apresentados no âmbito da sua utilização oceânica (cf. § 3.3.1, § 3.3.2 e § 3.3.3) e em domínio continental (cf. § 3.3.4) acompanhada das correções ambientais, geofísicas e instrumentais (cf. § 3.4), seguida dos tratamentos para estimar os parâmetros físicos a partir da análise do sinal de retorno ao altímetro, bem como das especificidades ligadas à sua utilização em águas continentais (cf. § 3.5). Os dados altimétricos apresentam algumas limitações para monitoramento dos níveis de água em hidrossistemas continentais (cf. § 3.6), no entanto tratamentos específicos foram desenvolvidos no âmbito dessa tese (cf. § 3.7). Nesse sentido, são apresentadas as aplicações da altimetria espacial na região Amazônica (cf. § 3.8).

3.1. PRINCÍPIO DE ALTIMETRIA ESPACIAL

Embarcados em plataformas espaciais e desenvolvidas durante a segunda guerra mundial, os radares altimétricos (*Rádio Detecção And Ranging*) são instrumentos que medem, no nadir do satélite, a distância que o separa da superfície terrestre. Esses instrumentos fundamentam-se em um princípio simples, baseado na emissão de uma onda eletromagnética à vertical e pela medida do intervalo de tempo que separa a emissão da onda da recepção de um eco, operam na faixa em microondas, em diversas freqüências (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 Bandas de microondas utilizadas pelos satélites radar.

Banda	Freqüência (GHz)	Comprimento de onda (cm)
L	1 - 2	15 - 30
S	2 - 4	7,5 - 15
C	4 - 8	3,75 - 7,5
X	8 - 12	2,4 - 3,75
Ku	12 - 18	1,67- 2,4
K	18 - 26,5	1,1 1,67
Ka	26,5 - 40	0,75 - 1,1

O oceano é a superfície estudada pela maioria de aplicações da altimetria espacial, e algumas missões são aperfeiçoadas para tal objetivo. As aplicações finais incluem a própria oceanografia, assim como as implicações dos movimentos oceânicos no clima e vice-versa, bem como os efeitos das mudanças climáticas no oceano. Uma discussão completa sobre essas aplicações são encontradas nos capítulos 2 a 8 de Fu e Cazenave (2001).

Segundo McAdoo (2006), a altimetria espacial tornou-se uma ferramenta para medir a forma e a dimensão da Terra, as suas anomalias de gravidade (*i.e.* geodésica), os seus relevos submarinos (*i.e.* batimetria), a tectônica das placas e os movimentos das dorsais oceânicas (*i.e.* geofísica). Embora freqüentemente ligados aos movimentos das placas tectônicas, os tsunamis são fenômenos à parte, transitórios. No entanto, a sua assinatura na superfície do mar pode ser decifrada em certos casos pelos altímetros, ajudando, assim, no estudo da sua propagação (Troitskaya e Ermakov, 2008).

Alguns estudos destinam-se, atualmente, a melhorar a qualidade dos dados altimétricos nas áreas costeiras com novos métodos de tratamento e de aplicações que poderão ser desenvolvidos para as regiões litorâneas e para as águas pouco profundas,

algumas das zonas mais frágeis e mais importantes do oceano (Emery *et al.*, 2009; Lyard, 2009).

As potencialidades da altimetria espacial em meios não oceânicos foram reconhecidas rapidamente. Assim, as calotas polares, cujas vastas extensões congeladas prestam-se bem à medida altimétrica, foram objeto de numerosas investigações que visam melhor conhecer a sua topografia e interpretar a evolução em termos de balanço de massa (Zwally *et al.*, 1989; Rémy *et al.*, 1990; Rémy *et al.*, 1999; Zwally e Brenner, 2001; Rémy, 2006), na Figura 3.1 é apresentada a carta topográfica da calota polar da Antártica obtida com dados dos satélites ERS. Essa técnica foi igualmente utilizada em superfície continental para estudar a topografia terrestre, onde as medidas altimétricas podem servir de pontos de controle melhorando a precisão dos modelos numéricos de terreno (Berry *et al.*, 2007). Pode ser também aplicada para identificação da vegetação inundada (Seyler *et al.*, 2009c).

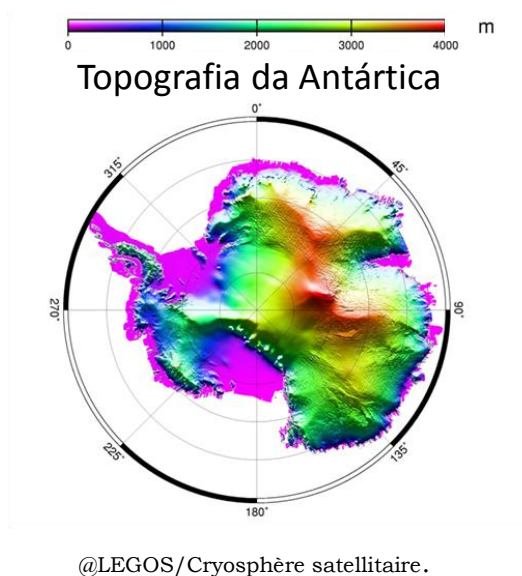


Figura 3.1 Carta topográfica da calota polar da Antártica.

A altimetria espacial tornou-se uma técnica relevante, também, para o acompanhamento das variações de nível de água nas grandes bacias fluviais, que é objeto principal desta tese, devido a sua cobertura espacial densa e homogênea, exemplificado na Figura 3.2 que mostra a cobertura espacial das missões T/P-JASON em vermelho e ERS-ENVISAT em azul na bacia Amazônica. As centenas de milhões de medidas adquiridas nos últimos 30 anos pelos satélites, com resolução temporal de 10 dias para T/P e Jason-1 e 2, 35 dias para ERS-1 e 2 e ENVISAT e 17 dias para GEOSAT e GFO constituem um jogo de dados de uma importância considerável, que é indispensável ao monitoramento das águas continentais, lagos (Morris e Gill, 1994a, 1994b; Birkett, 1995a, 1995b; Cretaux e Birkett, 2006) e bacias hidrográficas (Birkett, 1998; de Oliveira Campos *et al.*, 2001; Birkett *et al.*, 2002; Maheu *et al.*, 2003, Frappart, 2006; Leon, 2006).

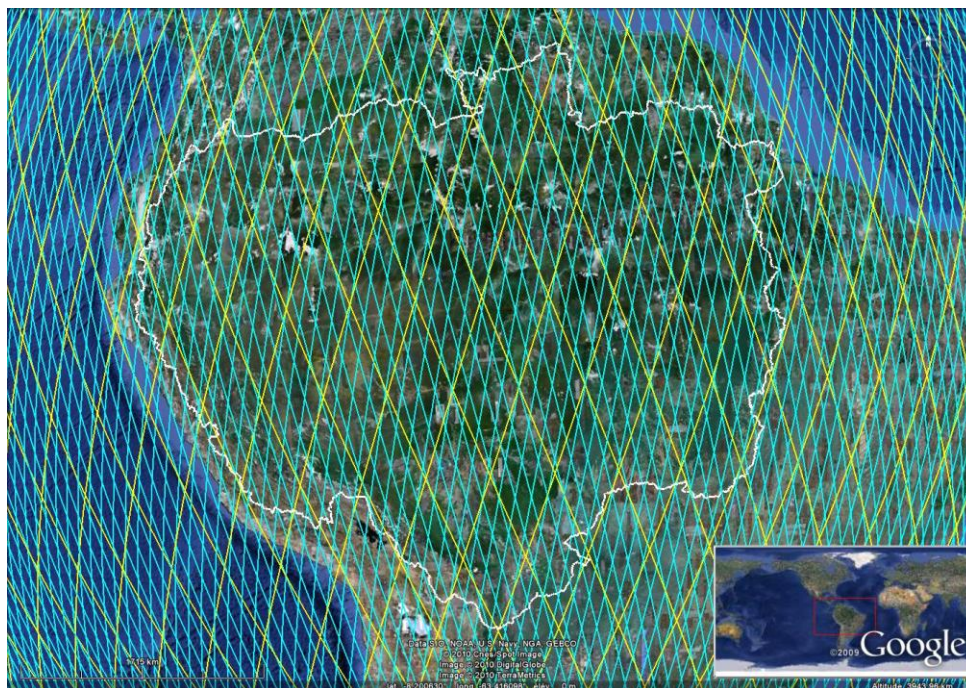


Figura 3.2 Cobertura espacial das missões ERS-ENVISAT em azul e Topex/Posêidon-JASON em amarelo na bacia Amazônica. Mosaico de imagens Google Earth em segundo plano.

3.2. AS DIFERENTES MISSÕES DA ALTIMETRIA ESPACIAL

No início dos anos 70, os satélites começaram a transmitir regularmente os dados sobre a física, à química e a dinâmica das terras continentais, da atmosfera e da biosfera. Nessa mesma época, iniciaram-se as primeiras medidas altimétricas para determinar a topografia e a superfície dos oceanos. Os Estados Unidos foram os primeiros a lançar um altímetro a bordo de um satélite, com destaque para os satélites Skylab, em 1973, GEOS-3, em 1975, Seasat, em 1978, e GEOSAT, em 1985.

A partir do início dos anos 90, duas grandes famílias altimétricas foram desenvolvidas. A primeira, desenvolvida conjuntamente pelo CNES e pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration EUA*), embarcada nos satélites T/P (1992-2006) e seus sucessores Jason-1 (2001) e Jason-2 (2008), é especificamente dedicada ao estudo dos oceanos. A segunda família, concebida pela ESA, embarcada nas plataformas ERS-1 (1991-1996), ERS-2 (1995) e ENVISAT (2002), foi desenvolvida para o estudo dos oceanos e dos continentes. Esses altímetros dispõem também de um módulo continental, permitindo, sob certas condições, adquirir medidas nos continentes e nas calotas polares. Adicionalmente, a NASA lançou o satélite ICESat (2003), que tem embarcado um altímetro a laser, e a marinha americana *US Navy* lançou, em 2000, o satélite GFO para dar continuidade à missão GEOSAT.

Novos horizontes abrem-se além do oferecido pelas missões operacionais atuais. Os futuros satélites deverão fornecer melhores coberturas espaciais e temporais, assim como poderão melhorar as medidas nas áreas costeiras e as observações dos fenômenos na meso-escala. No médio prazo, os projetos orientam-se para missões capazes de detalhar a superfície oceânica, melhorando a resolução espacial, com uma escala da ordem de aproximadamente dezenas de quilômetros, e a resolução temporal, retornando aos mesmos pontos terrestres em poucos dias.

A altimetria *SAR/Doppler* diferencia-se da altimetria radar clássica por tratar de forma coerente os diversos grupos dos pulsos transmitidos. A largura da banda *Doppler* é inteiramente utilizada para explorar, da melhor maneira possível, o sinal refletido pelo alvo. Os satélites Cryosat-2 e Sentinel-3 embarcarão um altímetro operando no modo *SAR/Doppler*. Um altímetro utilizando a banda Ka será menos afetado pelas perturbações ionosféricas do que um altímetro na banda Ku, sendo mais eficiente em termos de resoluções verticais e espaciais, tratamento dos ecos e ruído do sinal. Com a ajuda de um algoritmo de tratamento da forma de onda adaptado, esse tipo de altímetro será mais eficiente sobre qualquer tipo de superfície, principalmente nas áreas costeiras. Um altímetro na banda Ka, denominado AltiKa, embarcado no satélite Saral, deverá ser lançado em 2010. Um altímetro interferométrico poderá incluir vários altímetros montados sobre braços, permitindo obterem-se, simultaneamente, várias medidas que, únicas ou combinadas, fornecerão uma cobertura espacial mais vasta e contínua. O altímetro interferométrico *WideSwath Ocean Altimeter* (WSOA) foi, inicialmente, proposto para embarcar no satélite Jason-2, mas essa oferta foi abandonada: um novo projeto prevê embarcar tal sistema a bordo da missão SWOT, prevista para 2020.

Um dos projetos para aperfeiçoar a cobertura global dos dados altimétricos é aproveitar os sinais emitidos pelos satélites *Global Navigation Satellite System* (GNSS), em especial pelo *Global Positioning System* (GPS), e, no futuro, pelo seu equivalente civil europeu Galileo. A idéia é que um satélite em baixa órbita, do tipo quase-polar a 400 500 km de altitude, poderá recuperar os sinais procedentes de vários satélites da constelação GNSS: após refletirem sobre a superfície oceânica, os sinais serão analisados para deduzir a altura do mar. Outros projetos de estudo são baseados em constelações de micro satélites, capazes de minimizar os custos e melhorar a precisão das medidas altimétricas.

3.2.1. OS PRECURSORES

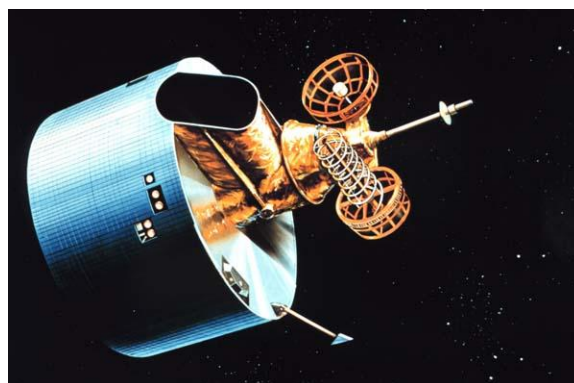
Uma primeira e curta experiência de um radar altimétrico a bordo do Skylab (Figura 3.3) em 1973 demonstrou a validade do conceito, permitindo observar ondulações do geóide associadas às principais fossas oceânicas ao longo de alguns

curtos segmentos de órbita. Imediatamente após, em 1975, GEOS-3 (*Geodynamics Experimental Oceano Satellite*) tornou-se o primeiro satélite dedicado à altimetria (Figura 3.4). A precisão sobre a componente radial da sua órbita era de aproximadamente 2 m. Devido a sua incapacidade de armazenamento a bordo, foram necessários mais de 3 anos para acumular o equivalente a cerca de 1 900 horas de medidas.



Fonte: NASA, 2007b.

Figura 3.3 Satélite Skylab.



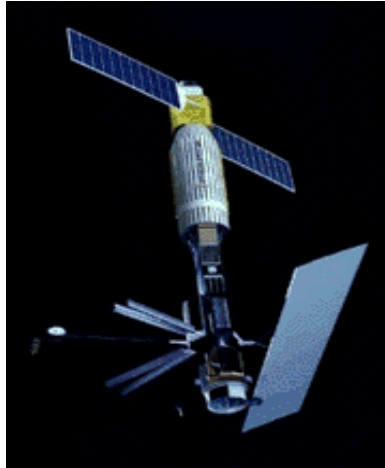
Fonte: NOAA, 2007.

Figura 3.4 Satélite GEOS3.

3.2.2. OS ANTECESSORES

3.2.2.1. MISSÃO ALTIMÉTRICA SEASAT

Foi o Seasat (Figura 3.5), lançado pela NASA em junho de 1978, quem atingiu o primeiro grau tecnológico satisfatório (*i.e.* nível de ruído do radar altímetro inferior a 10 cm) para o estudo dos oceanos. Apesar da sua curta duração de vida, um curto-circuito no sistema elétrico provocou a perda do satélite passado 3 meses do lançamento. O Seasat, que transportava igualmente um difusômetro, um radar de abertura sintética (SAR) e um radiômetro, forneceu à comunidade científica, incluindo os oceanógrafos, uma soma considerável de dados.



Fonte: NASA, 2007c.

Figura 3.5 Satélite Seasat.

3.2.2.2. MISSÃO ALTIMÉTRICA GEOSAT

Lançado em março de 1985 pela marinha americana, GEOSAT (*GE*Odetic *SAT*ellite) inicialmente efetuou, nos 18 primeiros meses do seu funcionamento, uma missão militar estratégica (*GEOSAT Geodetic Mission*), tendo por objetivo produzir um mapa muito detalhado do geóide marinho até 72° de latitude (Figura 3.6). As distâncias intertraço no Equador eram, então, de 4 para 5 km. As medidas desta missão, inicialmente classificadas como sigilosas, foram colocadas progressivamente à disposição da comunidade científica: a partir de 1990, para os dados situados além de 60° de latitude, a partir de 1992, para as informações compreendidas entre 30° e 60° e a partir de 1995 para os últimos dados. Em outubro de 1986, o satélite foi posicionado sobre a órbita correspondente a uma nova missão, GEOSAT ERM (*Exact Repeat Mission*), missão científica caracterizada por um tempo de revisita de 17 dias e uma distância intertraço de 164 km. Na realidade, o GEOSAT retomava a órbita exata do Seasat.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.6 Satélite Geosat.

Essa segunda missão durou 3 anos, até janeiro de 1990, data do término do funcionamento do satélite, recolhendo assim 66 ciclos repetitivos de dados de excelente qualidade (*i.e.*, nível de ruído instrumental inferior a 5 cm). O GEOSAT foi o primeiro satélite altimétrico a permitir o acompanhamento da evolução espacial e temporal do nível dos oceanos.

3.2.2.3. MISSÕES ALTIMÉTRICAS ERS-1 E ERS-2

Os satélites ERS-1 e ERS-2 (*European Remote sensing Satellite*) foram as primeiras plataformas concebidas e desenvolvidas pela ESA (Figuras 3.7 e 3.8), tendo, por missão principal, a observação da Terra e a produção de imagens na faixa de microondas (banda C), possuindo, a bordo, um altímetro radar mono-freqüência funcionando na banda Ku (13,6 GHz). Lançado em julho de 1991, o satélite ERS-1 forneceu observações da superfície terrestre até junho de 1996. Apresentava uma órbita elíptica solsíncrona com uma inclinação de 98,5° a uma altitude média de 785 km e uma distância intertraço no Equador de aproximadamente 80 km. Foi posicionado em 3 eixos estabilizados, direcionando-se para a Terra em modo YSM (*Yaw Steering Mode*) de forma a adquirir uma cobertura completa ao longo do conjunto de suas órbitas, a saber: uma órbita com repetição temporal de 3 dias para a observação das calotas polares (de 28/12/1991 a 30/03/1992 e depois de 24/12/1993 a 10/04/1994); uma órbita com repetição temporal de 35 dias para as aplicações multidisciplinares; esta é a órbita principal que o satélite ERS-1 assumia quando não estava operando nas outras 2 órbitas e em uma órbita com repetição temporal de 168 dias para as aplicações geodésicas (de 10/04/1994 a 28/09/1994 e depois de 28/09/1994 a 21/03/1995). Seis instrumentos foram instalados a bordo do satélite ERS-1:

- *Radar Altimeter* (RA) altímetro mono freqüência que funcionava na faixa Ku (13,6 GHz);
- *Active Microwave Instrument* (AMI) instrumento que combina as funções de um radar de abertura de sintética (SAR) e um difusômetro a vento: o SAR, que gerava imagens radar de elevada resolução, permite o estudo dos gelos, da vegetação e os movimentos da superfície terrestre por técnicas de interferometria; o difusômetro, cuja função inicial era a cartografia dos campos de vento oceânicos (velocidade e direção), também foi utilizado para observar os gelos marinhos, as calotas polares e a vegetação;

- *MicroWave Sounder (MWS)* radiômetro microonda passivo que permitia estimar o conteúdo em vapor de água e a água líquida na atmosfera: entretanto, o MWS operava apenas nas frequências 22 e 37 GHz;
- *Along Track Scanning Radiometer (ATSR)* instrumento que funcionava na faixa do infravermelho que permitindo, entre outras funções, medir, em ausência de nuvem, as temperaturas de superfície oceânica;
- *Precise Range And Range rate Equipment (PRARE)* instrumento destinado à determinação precisa da posição do satélite e dos parâmetros da órbita, assim como a localização geodésica precisa dos pontos no solo (*i.e.*, estações orbitográficas); e
- *Laser RetroReflectors (LRR)* instrumento para a determinação precisa da órbita do satélite apresentava-se como um conjunto de espelhos orientados em direção às estações instaladas em solo SLR (*Satellite Laser Ranging*). No caso do ERS-1, o acompanhamento das tarefas do sistema de localização LRR foi executado pelo ILRS (*International Laser Ranging Service*); as estações em solo efetuavam tiros a *lasers* em direção ao satélite e calculavam o intervalo de tempos até a recepção do feixe refletido; o número de estações ILRS em solo é relativamente pequeno, porém, como as suas posições são perfeitamente conhecidas, fornecem um conjunto de medidas de referência, independentes, da posição do satélite, e contribuíram, assim, para a determinação precisa da órbita do ERS.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.7 Satélite ERS-1.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.8 Satélite ERS-2.

Os instrumentos instalados a bordo do satélite ERS-1 foram utilizados também por seu sucessor ERS-2, lançado em abril de 1995, que assumiu uma órbita

com repetição temporal de 35 dias. Em junho de 2003, as medidas altimétricas do ERS-2 tornaram-se indisponíveis; no entanto, o satélite continua oferecendo observações da superfície terrestre até os dias atuais com objetivos voltados, principalmente, para estudos oceânicos e de geleiras nas várias áreas de ciências naturais.

3.2.3. AS MISSÕES ATUAIS

3.2.3.1. MISSÃO ALTIMÉTRICA TOPEX/POSÉIDON

A missão TOPEX/Poséidon (*TOPOgraphy EXperiment*), lançada em agosto de 1992 (Figura 3.9), é resultado da colaboração entre o CNES e a NASA, tendo por objetivo a medida do relevo da superfície oceânica (Zieger *et al.*, 1991). O satélite realizava 127 revoluções ao redor da Terra para cada ciclo, a uma altitude de 1336 km, cujo plano orbital era de 66°. A largura da faixa imageada variava de 2,5 a 8,5 km, dependendo da superfície refletida (Chelton *et al.*, 2001), com uma cobertura espaço-temporal caracterizada por uma distância intertraço de 315 km no Equador e uma repetição temporal de 10 dias. Os parâmetros orbitais foram estabelecidos para atingir os seguintes objetivos científicos iniciais: a altitude elevada torna a trajetória do satélite menos sensível às perturbações gravitacionais e aos efeitos de frenagem devido ao atrito atmosférico, permitindo um cálculo preciso da órbita; a inclinação permite uma amostragem espaço-temporal adaptada à observação da circulação oceânica média. A precisão da medida altimétrica do T/P, que atinge 2 cm nos oceanos, foi otimizada pela observação da circulação oceânica média, da variabilidade oceânica inter-sazonal e inter-anual, bem como da evolução do nível médio dos oceanos.



@CNES/D. Ducros (2010).

Figura 3.9 Satélite TOPEX/Poséidon.

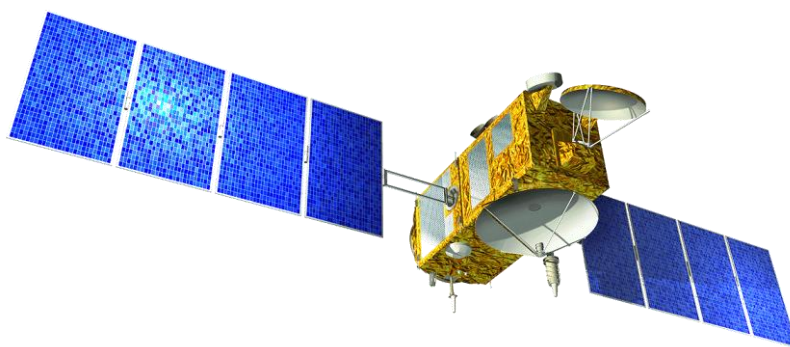
Seis instrumentos foram instalados a bordo do satélite T/P, sendo quatro fornecidos pela NASA e dois pelo CNES:

- *NASA Radar Altimetre (NRA)* altímetro radar bi-frequência, operacional 90% do tempo, com funcionamento nas bandas Ku (13,6 GHz) e C (5,3 GHz); esse sistema bi-frequência foi concebido para o cálculo da correção ionosférica acima dos oceanos;
- *Poséidon* ou *Solid State ALTimeter (SSALT)* altímetro experimental, rápido e com pouco consumo de energia, funcionando na banda Ku, desenvolvido por *Alcatel Space*; compartilhava a mesma antena que o NRA, ficando ativo somente 10% do tempo das observações;
- *TOPEX Microwave Radiometer (TMR)* radiômetro microondas que media as temperaturas de brilho nas frequências 18, 21 e 37 GHz, destinado às medidas dos conteúdos de vapor de água e água líquida da atmosfera; estas medidas são utilizadas para o cálculo da correção da troposfera úmida;
- *Global Positioning System Demonstration Receiver (GPSDR)* um receptor GPS experimental para determinação precisa da órbita do satélite, essencial na qualidade dos dados altimétricos;
- *Laser Retroreflector Array (LRA)*; instrumento destinado à calibração do sistema DORIS e cálculo da órbita;
- *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS)* fundamental para o cálculo preciso da órbita, trata-se de um instrumento bi-frequência (401,25 MHz e 2036,25 MHz) para absorver um sinal Doppler proveniente de uma rede de balizas instaladas na superfície terrestre; suas medidas intervêm no cálculo preciso da órbita do satélite e no cálculo da correção ionosférica (Fu e Cazenave, 2001).

3.2.3.2. MISSÃO ALTIMÉTRICA JASON-1

Após o sucesso da missão T/P, as agências espaciais francesas e americanas lançaram, em dezembro de 2001, seu sucessor, o satélite Jason-1, primeiro exemplar da família Jason (Figuras 3.10). Após um período de 6 meses de calibração entre os dois satélites, o satélite T/P foi deslocado para uma nova órbita na metade do caminho entre os traços do satélite Jason-1. A missão T/P encerrou-se oficialmente em janeiro de 2006. Os parâmetros orbitais e os instrumentos que compõem a carga útil do Jason-1 são semelhantes aos embarcado no T/P. Somente um altímetro bi-frequência, *Poséidon2*, que agrega valor à experiência adquirida com o seu antecessor *Poséidon1*, funcionando nas bandas Ku e C, foi instalado para efetuar medidas da topografia dos oceanos. Herança do progresso em miniaturização, o peso de Jason-1 é cinco vezes

menor em relação ao T/P. A carga útil do satélite compreende também um radiômetro tri-freqüência JMR (*Jason-1 Microwave Radiometer*) para a medida do vapor de água e da água líquida da atmosfera, bem como três sistemas de localização: um receptor DORIS, o sistema de localização *laser* LRR (*Laser RetroReflector*) e um sistema de posicionamento GPS experimental TRSR (*Turbo Rogue Space Receiver*). Após sete anos de funcionamento, os desempenhos do Jason-1 excedem os do T/P em precisão da medida em domínio oceânico.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.10 Satélite Jason-1.

3.2.3.3. MISSÃO ALTIMÉTRICA ENVISAT

No âmbito do seu programa de observação da Terra, a ESA lançou o satélite ENVISAT (*ENVironmental SATellite*) em março de 2002, sendo o maior satélite para observação da Terra construído até agora (Figura 3.11). Os dados recolhidos pelo ENVISAT são utilizados para o estudo científico da Terra, análise ambiental e alterações climáticas. O ENVISAT está posicionado sob a mesma órbita do satélite ERS-2. Durante seus sete anos de duração, a missão ENVISAT tem perseguido dois grandes objetivos (Gardini *et al.*, 1995):

- coletar séries temporais do meio ambiente terrestre em escala global para observar suas tendências, melhorando o monitoramento e controle dos recursos naturais; e
- contribuir para uma melhor compreensão dos processos que afetam a parte sólida da Terra.

Para responder a esses objetivos, esse satélite gigante, que pesa mais de oito toneladas, é constituído por 10 instrumentos, que permite uma análise rigorosa da atmosfera, continentes, oceanos e gelo do planeta (Wehr e Attema, 2001), a saber:

- *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR) um radar de abertura sintética operando na banda C;

- *Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars* (GOMOS) um espectrômetro de média resolução para a medida da concentração dos gases presente na atmosfera;
- *MEdium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS) espectrômetro para a observação da Terra em quinze bandas espectrais do visível e no infravermelho próximo, com uma resolução espectral de 390 a 1400 nm;
- *Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding* (MIPAS) um espectrômetro de alta resolução operando no infravermelho para análise dos gases presentes na atmosfera;
- *Radar Altimeter 2* (RA-2) radar orientado para a direção nadir operando em bi-frequência nas bandas Ku, a 13,575 GHz, com comprimento de onda de 2,3 cm, e na banda S, a 3,2 GHz, com comprimento de onda de 3,4 cm (Zelli, 1999); a largura da faixa imageada situa-se entre 1 e 8 Km; o altímetro emite um pulso do radar e mede, de duas formas, o tempo da trajetória entre o satélite e o alvo (*i.e.*, oceano, gelo, ou terra); a distância entre o satélite e a superfície terrestre (*i.e.*, altura do altímetro ou *range*) é calculada com uma precisão de alguns centímetros;
- *MicroWave Radiometer* (MWR) radiômetro para estimativa de vapor de água e água líquida da atmosfera; e
- 2 sistemas de posicionamento precisos DORIS e *Laser RetroReflector* (LRR) uma determinação precisa da órbita é resultante do uso do sistema DORIS, sendo que uma exatidão de aproximadamente 1 cm é obtida para a componente radial da direção do satélite (Dow *et al.*, 1999).

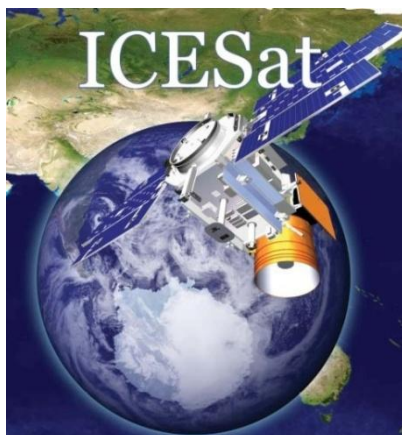


Fonte: ESA/NOVAPIX, 2010.

Figura 3.11 Satélite ENVISAT.

3.2.3.4. MISSÃO ALTIMÉTRICA ICESAT

Concebido na sua totalidade pela NASA, ICESat (*Ice, Cloud and land Elevation Satellite*) foi lançado em 13 de janeiro de 2003 com o objetivo fundamental de registrar medidas plurianuais da elevação das superfícies polares. Além disso, registra informação sobre a altitude e outras propriedades das nuvens, bem como as características da topografia e vegetação sobre a superfície terrestre. O satélite encontra-se a uma altitude de 590 km, cujo plano orbital é de 94°, com uma repetição temporal de 8 dias durante os ciclos de correção e de validação e de 91 dias para os ciclos dedicados à missão científica (Figura 3.12). A bordo de ICESat há apenas um instrumento de medida, o *Geoscience Laser Altimeter System* (GLAS). Esse instrumento funciona com uma tecnologia *laser*, emitindo pulsos infravermelhos 40 vezes por segundo a 1064 e a 532 nm com uma faixa imageada de 70 m de diâmetro em intervalos de 170m (Swally *et al.*, 2002).

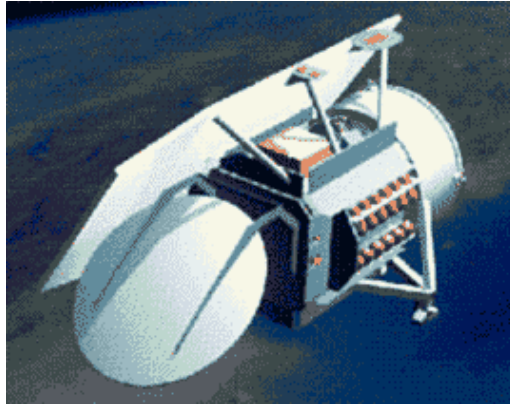


Fonte: GSFC, 2009.

Figura 3.12 Satélite ICESat.

3.2.3.5. MISSÃO ALTIMÉTRICA GFO

O satélite GFO (*Geosat Follow On*), sucessor do Geosat, foi lançado em 10 de fevereiro de 1998 (Figura 3.13). Satélite da marinha americana, como o seu antecessor, seus dados são disponibilizados à comunidade científica via NOAA. Tem como missão fornecer, em tempo real, dados da topografia dos oceanos. Essas medidas são utilizadas para a melhoria do conhecimento da circulação de oceano, da topografia de calotas polares e das mudanças climáticas. Seu instrumento principal é um altímetro radar. A missão GFO segue exatamente a órbita com repetitividade temporal de 17 dias do Geosat.



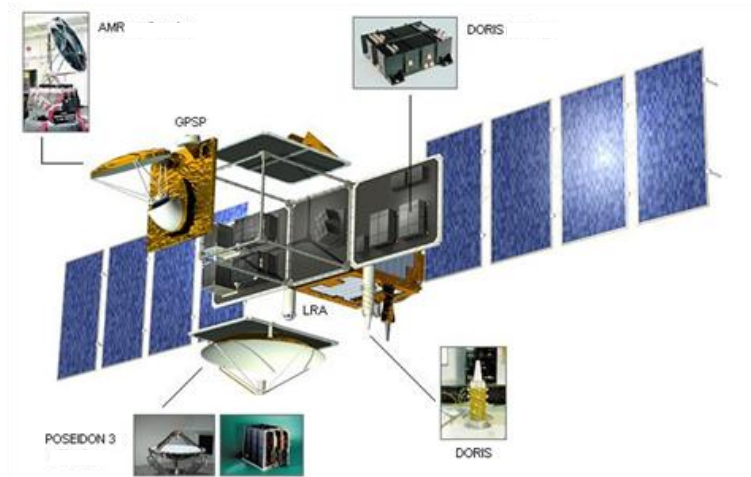
Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.13 Satélite GFO.

3.2.3.6. MISSÃO ALTIMÉTRICA JASON-2

Jason foi concebido como uma série de satélites. Jason-2 foi lançado em junho de 2008, assegurando a continuidade da série de medidas efetuadas desde 1992 pelos satélites T/P e Jason-1, no âmbito de uma cooperação entre CNES, EUMETSAT (*Organisation Européenne pour l'Exploitation des Satellites Météorologiques*), NASA e NOAA. O Jason-2 está posicionado sob a mesma órbita do satélite Jason1 permitindo uma melhor calibração interna (Figura 3.14).

A carga útil do Jason-2 é quase idêntico a do Jason-1, composta da geração seguinte dos altímetros *Poséidon* (*i.e.*, *Poséidon3*) e do sistema de posicionamento DÓRIS. *Poséidon-3* possui um novo sistema de acompanhamento de bordo, cujo aperfeiçoamento consiste em assegurar a manutenção do eco refletido pela superfície do plano de água na janela de recepção, não por um automatismo de bordo, mas por uma estimativa, *a priori*, de uma altura esperada obtida a partir de um MDT interpolado ao longo do traço da órbita no solo através das medidas altimétricas obtidas pelo T/P. A precisão esperada é de 2,5 cm por medida altimétrica no mar. Três instrumentos novos *Temps de Transfert par Lien Laser* (T2L2), *Light Particles Telescope* (LPT) e *Carmen2*, foram instalados, destinados ao estudo das radiações no ambiente do satélite (LPT, *Carmen2*) e à medida do tempo (*i.e.*, comparação do tempo no relógio interno do satélite com o relógio instalado em solo), bem como a caracterizar o desvio do oscilador do DÓRIS. Esses instrumentos permitem melhorar a qualidade e a precisão dos dados.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.14 Satélite Jason-2 .

3.2.4. OS SUCESSORES

3.2.4.1. MISSÃO ALTIMÉTRICA CRYOSAT-2

Cryosat-2 (Figura 3.15) é um satélite altimétrico da ESA dedicado a observação dos gelos, previsto para durar 3 anos e meio. Essa missão permitirá determinar as variações de espessura dos gelos continentais e os gelos do mar, sendo possível testar as previsões das fontes dos gelos no âmbito do aquecimento global. A sua órbita será adaptada para cobrir as zonas polares, com uma inclinação em torno de 92° , e uma altitude de 710 km. Esta missão embarcará um altímetro/interferômetro, Sival, e um instrumento DÓRIS. Sival é um instrumento operando na faixa Ku (13,575 GHz), que pode funcionar sobre três modos distintos:

- modo altímetro nadir, em baixa resolução, fornecendo uma amplitude do pulso convencional sobre as zonas centrais das calotas polares, oceanos e continente;
- modo SAR/Doppler, melhorando a resolução ao longo do traço (*i.e.*, aproximadamente 250 m) sobre os gelos oceânicos, graças a um uma frequência de repetição do pulso e um complexo tratamento do sinal em solo; e
- modo SAR/interferômetro, oferecendo um segundo canal de recepção para medir o ângulo de cruzamento do eco sobre as superfícies topográficas na periferia das calotas polares.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.15 Satélite Cryosat.

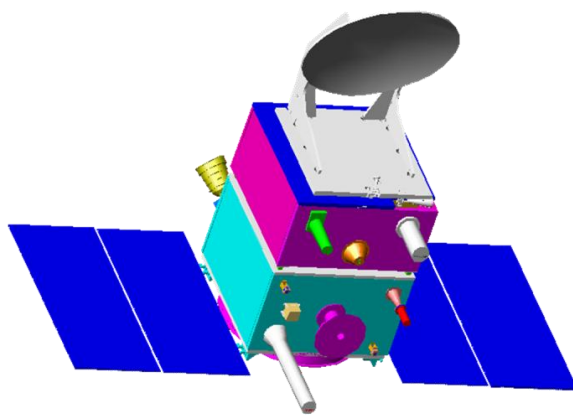
Está previsto que o Cryosat funcione sobre os oceanos, durante o período de validação, em modo de baixa resolução, ou seja, os segmentos continentais serão capazes de tratar as medidas altimétricas de Siral sobre oceano. No entanto, não se beneficiarão de correção radiométrica direta. O lançamento de Cryosat em 8 de outubro de 2005 finalizou na perda do satélite após uma anomalia na seqüência de lançamento. Em substituição, o satélite Cryosat-2, foi lançado em 25 de fevereiro de 2010.

3.2.4.2. MISSÃO ALTIMÉTRICA ALTIKA

Esta missão trata do lançamento de um satélite, resultado da colaboração entre o CNES e a Agência Espacial Indiana (ISRO), SARAL (*Satellite with ARGos and ALtika*), embarcará AltiKa, altímetro operando na faixa Ka construído pelo CNES, bem como um instrumento DORIS (Figura 3.16). O lançamento dessa missão está previsto para o segundo semestre 2010 e será posicionado sob a mesma órbita do satélite ENVISAT, assegurando a continuidade das observações iniciadas com o ERS-1.

A missão Saral tem por objetivos:

- realizar medidas precisas e globais do nível do mar, altura significativa das ondas e a velocidade do vento para:
 - desenvolvimento da oceanografia operacional;
 - compreensão e previsão do clima; e
 - meteorologia operacional.
- assegurar, a partir de 2010, em associação com o Jason-2 , a continuidade do serviço atualmente prestado pelos satélites ENVISAT e Jason-1;
- responder aos questionamentos expressos pelos programas mundiais de estudo do oceano e clima e contribuir para estabelecer um sistema mundial de observação dos oceanos.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.16 Satélite SARAL.

A carga útil proposta será composta de:

- altímetro de alta resolução AltiKa, que integra uma função radiométrica bi-freqüência de 24 e 34 GHz; a utilização da banda de freqüências Ka permite uma melhor observação dos gelos, das chuvas, assim como das zonas costeiras, superfícies terrestres e a altura das ondas;
- AGOS3, que se trata de um elemento da terceira geração do sistema Argos; Argos é um sistema de localização e coleta de dados por satélite, cujo objetivo é o estudo e a proteção do meio ambiente do nosso planeta permitindo a localização, aquisição e distribuição de dados ambientais; e
- sistema orbitográfico preciso DORIS, associado a um retro refletor *laser* (LRA).

3.2.4.3. SÉRIE DE SATÉLITES SENTINEL

Os satélites Sentinel fazem parte do programa GMES (*Global Monitoring for the Environment and Security*), uma iniciativa da ESA e da comunidade europeia dedicada ao monitoramento da Terra e dos oceanos. Cinco satélites estão previstos para lançamento a partir de 2011, a saber:

- Sentinel-1 fornecimento de imagens SAR para estudos da superfície continental e oceânica, dando continuidade às medidas efetuadas pelos satélites ERS e ENVISAT; lançamento previsto para fim de 2011;
- Sentinel-2 fornecimento de imagens ópticas de alta resolução para estudos da superfície continental, bem como para previsões em tempo-real emergenciais; lançamento previsto para fim de 2012;
- Sentinel-3 dedicado ao monitoramento da Terra e oceanografia operacional, composto de um altímetro SAR/Doppler, um imageador

óptico nos canais visível e infravermelho e um sistema orbitográfico preciso Dóris; lançamento previsto para fim de 2012 sob a mesma órbita do satélite ENVISAT (Figura 3.17);

- Sentinel-4 dedicado ao estudo da poluição atmosférica embarcará um satélite Meteosat de terceira geração que fornecerá dados da composição da atmosfera; lançamento previsto para 2017; e
- Sentinel-5 dedicado ao estudo da química atmosférica; lançamento previsto para 2019 em plataforma múltipla com o satélite EUMUSAT Polar System.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.17 Satélite Sentinel-3.

3.2.4.4. SÉRIE DE SATÉLITES HY

Os satélites HY (*HaiYang* oceano em chinês) fazem parte do programa de observação da Terra chinês para monitoramento dos oceanos, a saber:

- HY-1A e HY-1B medem a cor, temperatura, sedimentos em suspensão, matéria orgânica dissolvida e clorofila em meio oceânico devido aos sensores COCTS (*Chinese Ocean Color and Temperature Scanner*) e scanner de alta resolução espectral que operam nos canais visíveis e infravermelhos; foram lançados em maio de 2002 e abril de 2007, respectivamente;
- HY-2 dedicado ao estudo do meio dinâmico marinho (Figura 3.18); embarcarão sensores de microondas para detecção dos campos de vento, altura e temperatura da superfície oceânica, um altímetro bi-freqüência operando nas bandas Ku e C, um difusômetro, e um sistema Dóris para a orbitografia; uma série de satélites esta prevista para lançamento a partir de 2009, HY-2A (2009), HY-2B (2012), HY-2C (2015), HY-2D (2019); e

- HY-3 complementarão os satélites HY1 com sensores operando nos canais visível, infravermelho e microondas. Uma série de satélites está previstos para lançamento a partir de 2012, HY-3A (2012), HY-3B (2017), HY-3C (2022).

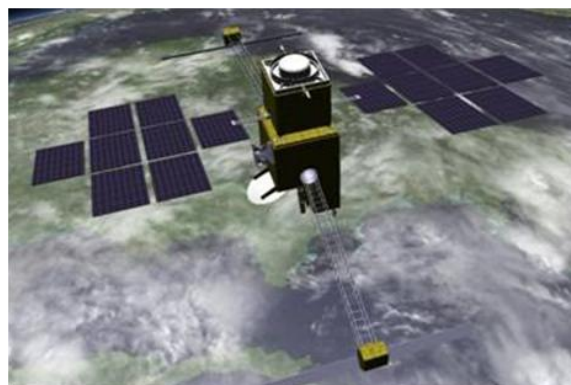


Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.18 Satélite HY-2.

3.2.4.5. MISSÃO ALTIMÉTRICA SWOT

A missão altimétrica SWOT (*Surface Water Ocean Topography*), prevista para 2020, resultado da colaboração entre o CNES e NASA, reunirá os objetivos dos oceanógrafos e hidrólogos em um único satélite (Figura 3.19). Realizará uma cartografia completa das superfícies oceânicas e continentais, bem como dos níveis de água em lagos, zonas úmidas e reservatórios, utilizando a tecnologia denominada altimetria interferométrica, fornecendo uma imagem bidimensional (Alsdorf e Lettenmaier, 2003; Alsdorf *et al.*, 2007). A faixa imageada total prevista para os níveis de água da superfície do mar SSH (*Sea Surface Heights*) e os níveis das águas continentais é de 120 km de largura e ± 10 km de variação vertical. Nos oceanos, a SSH será a cada 2 km² com uma precisão de 0,5 cm quando calculada a média da área e, em domínio continental, apresentará uma resolução horizontal de 100 m para os rios e 1 km² para lagos, zonas úmidas e reservatórios, com uma precisão de 10 cm para os níveis de água e 10⁵ cm.km¹ para a declividade.



Fonte: AVISO, 2009.

Figura 3.19 Satélite SWOT.

3.3. A MEDIDA ALTIMÉTRICA

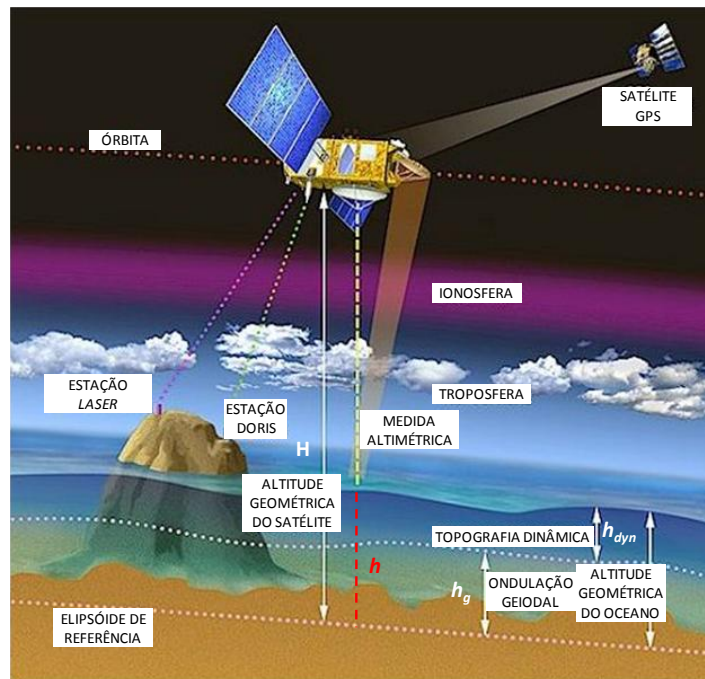
3.3.1. PRINCÍPIO DA MEDIDA ALTIMÉTRICA

Os radares altimétricos instalados a bordo de diferentes missões altimétricas emitem uma onda na direção do nadir, definida pela vertical em relação ao solo. No retorno, o radar recebe o eco refletido pela superfície do plano de água (Fu e Cazenave, 2001). A análise do eco permite extrair uma medida do tempo de trajeto entre o satélite e a superfície da água. O tempo de emissão e retorno da onda é transformado em distância (*range*) considerando-se a velocidade de propagação, no vácuo, das ondas eletromagnéticas emitidas (Eq. 3.1).

$$R = c * dt/2 \quad (\text{Eq. 3.1})$$

O princípio da altimetria espacial para meios oceânicos é apresentado na Figura 3.20. Os níveis dos planos de água oceânicos h , deduzidos das medidas altimétricas, são obtidos pela diferença entre a órbita do satélite H , em relação a um elipsóide de referência, e a distância altimétrica R , levando-se em conta as interações com a atmosfera.

$$h = H - R \quad (\text{Eq. 3.2})$$



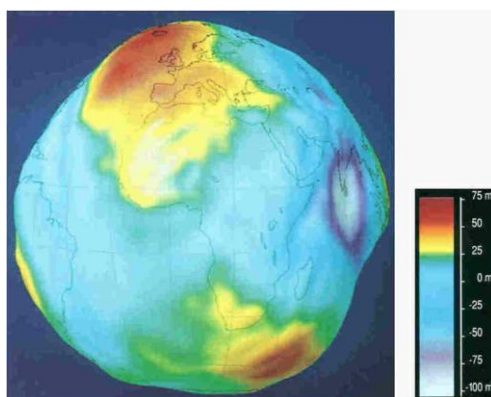
Fonte: Adaptado de CNES/D. Ducros.

Figura 3.20 O princípio da altimetria espacial em meio oceânico.

O primeiro termo da Eq. 3.2, que durante muito tempo foi a principal fonte de erro da medida altimétrica, será apresentado de maneira mais exaustiva no parágrafo sobre a órbita dos satélites (cf. § 3.4.3). Em domínio oceânico, a altura h assim obtida representa a soma de duas componentes:

- a) uma componente permanente (topografia) ou altura geométrica oceânica h_g em relação ao elipsóide; e
- b) uma componente variável no tempo h_{dyn} que traduz uma elevação temporária da superfície do mar.

A altura geométrica oceânica (h_g) é determinada calculando-se uma superfície média a partir de séries temporais de superfícies instantâneas. Este modelo de geóide é de fundamental interesse para os geofísicos que estudam os fundos oceânicos, enquanto os oceanógrafos necessitam conhecê-lo para poder isolar mais precisamente a topografia instantânea, ligada à circulação oceânica, às marés oceânicas e aos seus efeitos de carga, à maré sólida e à maré polar (*i.e.*, relacionada às variações da força centrífuga provocadas pelos desvios de rotação da Terra em redor de um eixo médio) e os efeitos atmosféricos, chamado efeito de barômetro oposto, em resposta às variações de pressão atmosférica (Figura 3.21). A precisão da determinação da h_{dyn} depende da precisão do conhecimento de cada um destes efeitos. O balanço de erros associado à h_{dyn} deve igualmente levar em conta os erros de órbita, os erros instrumentais, refração atmosférica e diferenças de estado do nível oceânico.



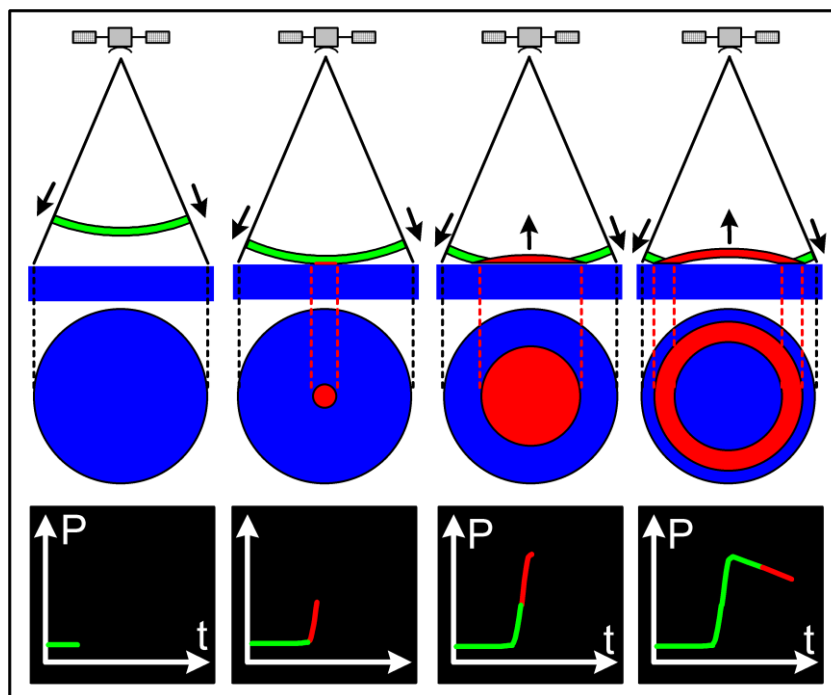
Fonte: GRGS, 2009

Figura 3.21 Ondulações do geóide terrestre determinada a partir da análise dos satélites.

A altimetria espacial necessita da determinação precisa da distância altimétrica R , ligada ao tempo gasto pelo feixe do radar para fazer o trajeto de ida e volta satélite-superfície, e da órbita do satélite H , associada à localização precisa do satélite no espaço (Fu e Cazenave, 2001). Pulsos de microondas de elevadas frequências são enviados ao nadir do satélite para a superfície da Terra (*e.g.* aproximadamente 1,79 kHz para o ENVISAT). Após refletir sobre o alvo, uma parte do sinal emitido retorna

para o satélite. A informação procurada é contida na forma e no tempo de chegada dos ecos. A duração do pulso emitido, função das características do altímetro (*e.g.*, para o ENVISAT é de 20 microssegundos), permite assimilar o sinal emitido sob a forma de uma casca esférica.

A emissão e a reflexão de um pulso para o caso ideal de uma superfície oceânica são esquematizadas na Figura 3.22. A superfície imageada pela onda é representada pela interseção da superfície terrestre e pela casca esférica que passa sucessivamente de um ponto a um disco. A potência do eco refletido aumenta. A superfície imageada atinge a sua dimensão máxima sob forma de disco, conhecida sob o nome de impressão limitada pelo pulso (*pulse limited footprint*), e torna-se, em seguida, uma coroa de superfície constante, com o diâmetro crescendo sucessivamente até a atingir os limites do feixe (*beam limited footprint*), função das características do instrumento. A representação da potência recebida pelo altímetro em função do tempo é chamada geralmente forma de onda (FO).

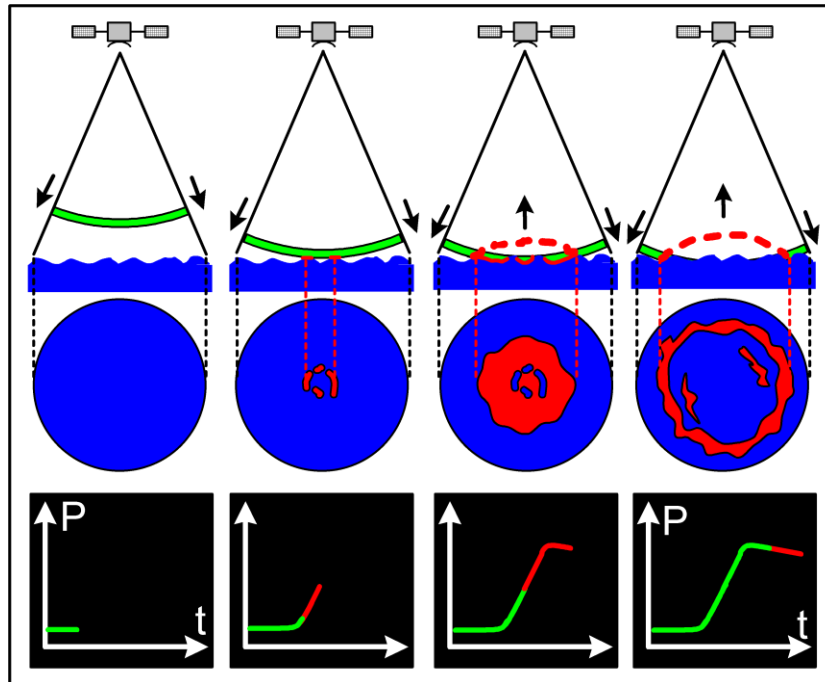


Fonte: Mercier, 2001.

Figura 3.22 Formação do sinal do altímetro sob uma superfície ideal plana. O eixo vertical é posicionado no momento da emissão do pulso do radar. A informação de tempo de ida e volta é procurada na forma do eco refletido pela superfície do plano de água. Neste exemplo teórico, para uma superfície oceânica, o tempo de ida e volta é correspondente à distribuição da energia recebida na metade da curva ascendente (passagem do verde ao vermelho no terceiro quadro).

Na prática, as superfícies observadas afastam-se do caso ideal da superfície plana e horizontal, e aparenta-se com múltiplas facetas situadas em alturas diferentes, com reflexão não homogênea (Figura 3.23). As FOs obtidas a partir de cada

eco elementar apresentam ruídos, sendo necessário efetuar médias por “pacotes” para se obter um sinal explorável. O tratamento desses ecos radares, efetuado, seja a bordo (*tracking*), seja em solo (*retracking*), permite extrair diversas informações, incluindo a distância do satélite-superfície R . Esses procedimentos serão detalhados no tratamento dos ecos do radar (cf. § 3.5).



Fonte: Mercier, 2001.

Figura 3.23 Formação do sinal do altímetro sob uma superfície irregular.

3.3.2. ALTURA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

Como para os oceanos, os níveis dos planos de água H deduzidos das medidas altimétricas em domínio continental são obtidos pela diferença entre a órbita do satélite a_s , em relação a um elipsóide de referência, e a distância altimétrica ρ (Figura 3.24):

$$H = a_s - \rho + \sum \delta R_j - h_g \quad (\text{Eq. 3.4})$$

onde δR_j são as correções instrumentais, ambientais e geofísicas e h_g é a ondulação geoidal.

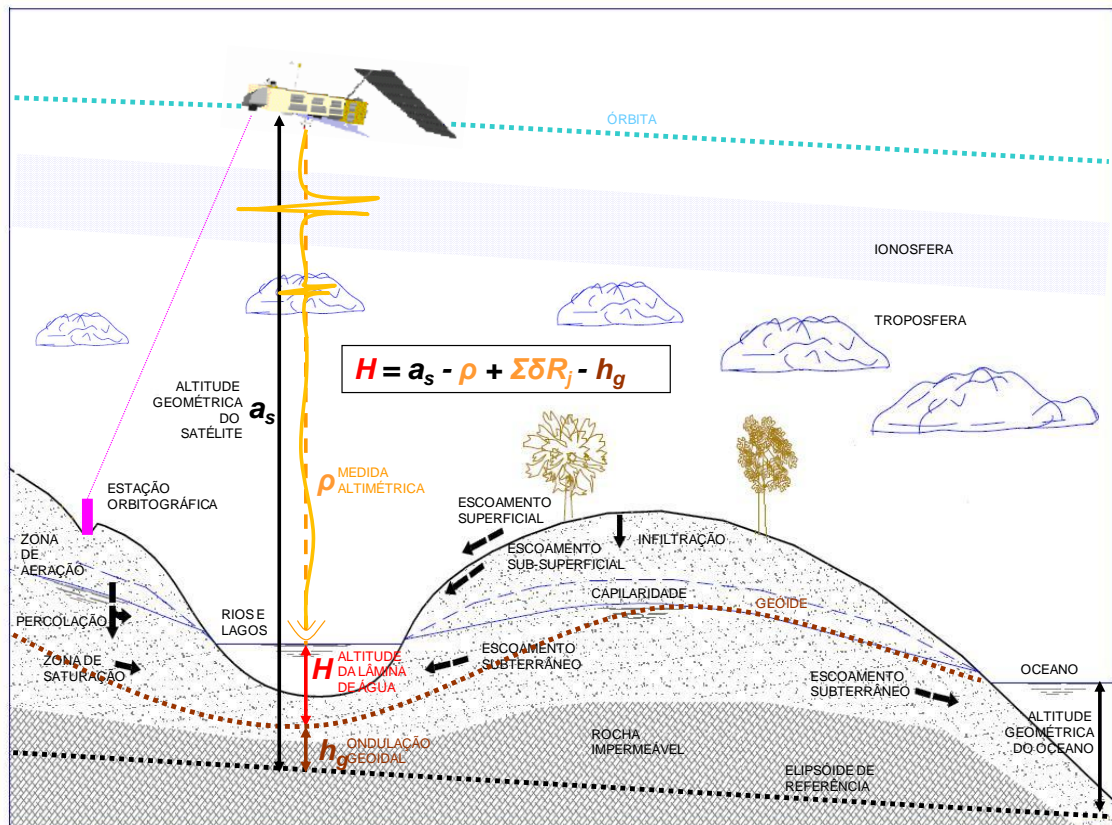


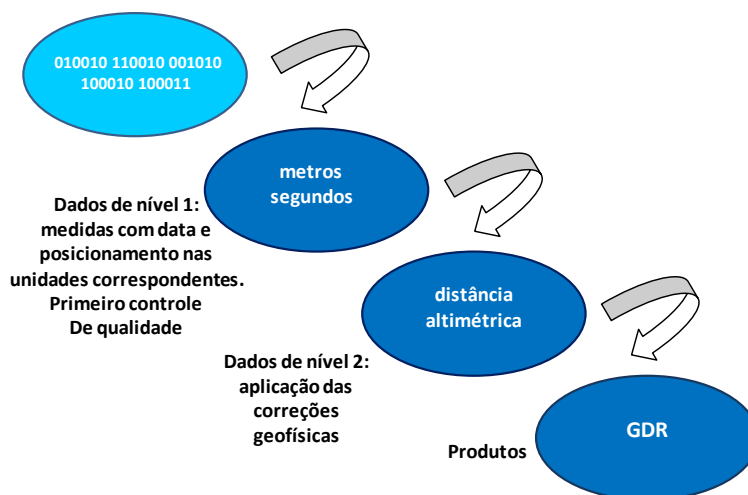
Figura 3.24 Princípio da medida altimétrica em hidrossistemas continentais.

3.4. AS CORREÇÕES APLICADAS NA MEDIDA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

No curso do seu trajeto de ida e volta que separa o satélite da superfície terrestre, a radiação radioelétrica emitida pelo altímetro, refletida em seguida pela superfície terrestre, atravessa a atmosfera da Terra sendo retardada pelo conteúdo gasoso ou eletrônico das diferentes camadas atmosféricas encontradas. Para uma boa precisão da medida altimétrica, necessitam-se corrigir os erros introduzidos por esses efeitos, que podem se traduzir num alongamento da distância ao solo de vários metros. Em Chelton *et al.* (2001), encontra-se uma apresentação extremamente detalhada de todas as correções aplicadas à medida altimétrica. Neste estudo, o enfoque será dado somente àquelas correções destinadas às águas continentais.

Os registros de dados do sensor SDRs (*Sensor Data Records*) são tratados diretamente no satélite (*e.g.*, tratamento do sinal e constituição das FOs). Em seguida, tratamentos corretivos devem ser efetuados na recepção e avaliação dos dados, permitindo transformá-los em dados de nível 1 em dados de nível 2, denominados registros de dados geofísicos provisórios IGDRs (*Interim Geophysical Data Records*), ou seja, medidas com data e posicionamento, expressas nas unidades adequadas e apresentando um controle que garanta que os dados ofereçam sempre uma boa

qualidade. Nos dados de nível 2, são incluídos os parâmetros para se corrigir os erros instrumentais, os erros de propagação através da atmosfera, bem como as perturbações devidas à reflexão sobre a superfície e as correções geofísicas de deslocamento da Terra em relação ao elipsóide de referência, para serem finalmente disponíveis como registros de dados geofísicos GDRs (*Geophysical Data Records*) (Figura 3.25).



Fonte: Adaptado de AVISO, 2009.

Figura 3.25 Pré-tratamentos dos dados altimétricos.

Para as missões altimétricas T/P, Jason-1, Jason-2 e ENVISAT, esses tratamentos corretivos são realizados pelo CNES e pela NASA, sendo disponibilizados à comunidade científica pela equipe francesa do *Archivage, Validation et Interprétation de données Satellites Océanographiques* (AVISO) e pela equipe americana do *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PODAAC). A marinha americana efetua os tratamentos corretivos para a missão altimétrica GFO, sendo os dados distribuídos pela NOAA.

3.4.1. AS CORREÇÕES AMBIENTAIS

3.4.1.1. CORREÇÃO IONOSFÉRICA

Trata-se da correção do atraso no tempo do percurso da onda do radar altimétrico devido à quantidade de elétrons da atmosfera. Essa correção é calculada a partir da combinação das medidas do radar altimétrico em cada uma das duas frequências a partir de medidas do sistema DORIS, com bandas C e Ku para T/P, Jason-1 e Jason-2 e com bandas Ku e S para ENVISAT, ou de modelos globais, com ordem de grandeza de $5,5 \text{ cm} \pm 1 \text{ cm}$ entre as bandas C e Ku e $17 \text{ cm} \pm 1 \text{ cm}$ entre as

bandas S e Ku (ESA, 2007). Destaca-se que essa correlação será desprezível na banda Ka do futuro satélite AltiKa.

3.4.1.2. CORREÇÃO DA TROPOSFERA SECA

Corresponde à correção do atraso no tempo do percurso da onda do radar altimétrico devido à densidade da atmosfera, resultante da presença de gases nas baixas camadas (*i.e.*, 0 a 15 km), principalmente dióxido de nitrogênio e dióxido de carbono, que alteram os índices de refração atmosféricos. Essa correção é calculada a partir de modelos meteorológicos do ECMWF (*European Center for Mediumrange Weather Forecast*) desenvolvidos por Trenberth e Oldon (1988), com ordem de grandeza variando de 2,30 m no nível do mar a 1,8 m para demais altitudes, com incerteza de 0,2 a 20 cm (ESA, 2007).

3.4.1.3. CORREÇÃO DA TROPOSFERA ÚMIDA

Essa correção refere-se ao atraso no tempo do percurso da onda do radar altimétrico devido à água líquida contida na atmosfera (Tapley *et al.*, 1982) em meio oceânico. Essa correção é calculada a partir de medidas de radiômetro, bem como através de modelos meteorológicos do ECMWF e algoritmos de redes neurais (Labroue e Obligis, 2003), com ordem de grandeza variando de 0 a 40 cm, com incerteza de 0,5 cm (ESA, 2007). Para os domínios continentais, os radiômetros não fornecem medidas utilizáveis para essa correção, sendo empregados os modelos meteorológicos e algoritmos de redes neurais.

3.4.2. CORREÇÕES GEOFÍSICAS

3.4.2.1. CORREÇÃO DA MARÉ SÓLIDA

O fenômeno conhecido pelo nome de maré sólida provém da deformação da porção sólida do planeta, sob a ação conjunta da atração da Lua e do Sol de acordo com um processo comparável à maré oceânica. O deslocamento vertical da crosta terrestre e das águas pode atingir alguns centímetros; este movimento é perfeitamente modelado (Cartwright e Tayler, 1971; Cartwright e Edden, 1973) com ordem de grandeza variando de 0 a 20 cm, com incerteza de 1 mm (ESA, 2007).

3.4.2.2. CORREÇÃO DA MARÉ POLAR

Corresponde a um deslocamento vertical da superfície terrestre provocado pelas variações da força centrífuga produzidas pelas mudanças de orientação do eixo de rotação de Terra, cuja posição média coincide com a posição fixa do eixo vertical do elipsóide de referência. A amplitude da maré polar é de aproximadamente 2 cm durante vários meses, e este efeito é perfeitamente modelado (Wahr, 1985) com incerteza de 1 mm (ESA, 2007).

3.4.3. COREÇÕES INSTRUMENTAIS DA ÓRBITA DOS SATÉLITES

Para obter uma estimativa da altura da superfície observada, é primordial conhecer perfeitamente a posição do satélite e da sua altitude a_s no momento da medida, em relação a uma referência fixa. A escolha da órbita descrita pelo satélite resulta de várias considerações como as especificações dos instrumentos embarcados, as regiões, a natureza dos fenômenos estudados e a amostragem espaço-temporal para o cálculo da órbita.

Os deslocamentos dos satélites são sujeitos às leis do movimento num campo gravitacional, às quais vêm se acrescentam os efeitos perturbadores, como os efeitos de frenagem atmosféricos e os efeitos de atração da Lua, Sol e marés. Quanto mais próximo da Terra, mais o satélite é sensível aos comprimentos de onda do campo de gravidade terrestre. As melhorias progressivas do conhecimento do campo de gravidade, ampliadas pelas missões gravimétricas CHAMP (*Challenging MiniSatellite Payload*), GRACE e GOCE permitem calcular órbitas cada vez mais precisas. Acoplando esses cálculos às observações da posição do satélite realizadas pelo sistema DORIS e completadas por diferentes dispositivos de localização do satélite (*i.e.*, calibração *laser* e, às vezes, medidas GPS) a precisão na determinação da órbita, em termos da componente radial é de ordem centimétrica, que aumenta, progressivamente, com o acúmulo de medidas: uma precisão de 10 cm de RMS para os dados a três horas, de 4 cm de RMS para os dados a três dias, e de 2,5 cm de RMS para os dados a 30 dias, com o objetivo de descer até 1 cm.

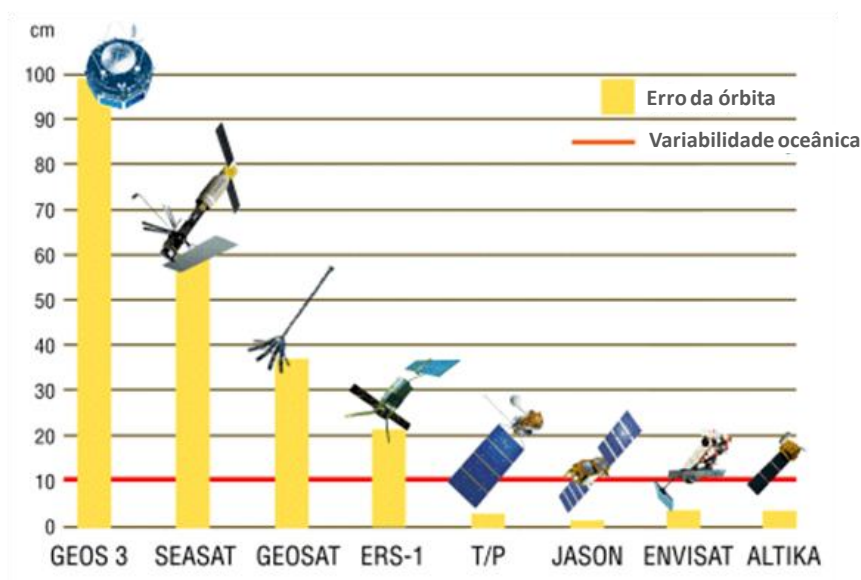
Essa precisão tornou-se possível em virtude de uma cooperação rica e voluntária das equipes franco-americanas responsáveis pela determinação precisa da órbita, denominadas POD (*Precise Orbit Determination*). Essa cooperação que se traduz, também, em uma troca dos dados DORIS e *laser* e por comparações da órbita entre os dois centros de produção, mantendo, ao mesmo tempo, certa autonomia, de forma a respeitar o critério de independência.

Os PODs produzem uma órbita com precisão decimétrica a partir de medidas DORIS cerca de 2 semanas após o fim de um ciclo para o fornecimento dos IGDRs. Em

seguida, juntamente com as medidas *laser*, após um exame exaustivo das condições de cálculo desta órbita preliminar e recepção de certos parâmetros físicos observados, como os parâmetros de rotação da Terra e os dados da atividade solar para calcular a densidade atmosférica, os PODs produzem e validam um cálculo melhor da órbita para o fornecimento dos GDRs. Diversos critérios de validação dos resultados são explorados de maneira sistemática:

- a órbita calculada durante 10 dias com o DORIS é comparada com 10 órbitas calculadas durante 1 dia; o objetivo é visualizar e corrigir qualquer efeito a longo prazo, uma vez que a distribuição temporal das medidas pode influenciar os resultados;
- calcula-se durante 10 dias uma órbita DORIS e uma órbita *laser*, permitindo-se evidenciar qualquer divergência eventual de um sistema de medidas em relação ao outro;
- por fim, as efemérides NASA/POD são comparadas com a do CNES/POD, onde as condições de cálculo são consideradas na interpretação dos números.

Com a considerável redução do erro no cálculo da órbita, os satélites altimétricos podem hoje medir variações centimétrica do nível dos oceanos ou das águas continentais. O objetivo de 1 cm de RMS na órbita, sob a componente radial, supõe um melhor conhecimento do satélite e das suas variações para uma modelagem refinada dos efeitos das diferentes forças exercidas sobre ele. Um resumo da redução desse erro é apresentado na Figura 3.26.



Fonte: Adaptado AVISO, 2009.

Figura 3.26 Erros das órbitas nas missões altimétricas.

3.5. TRATAMENTO DOS ECOS RADAR

3.5.1. PRINCÍPIO DO TRATAMENTO DOS ECOS DE RADAR

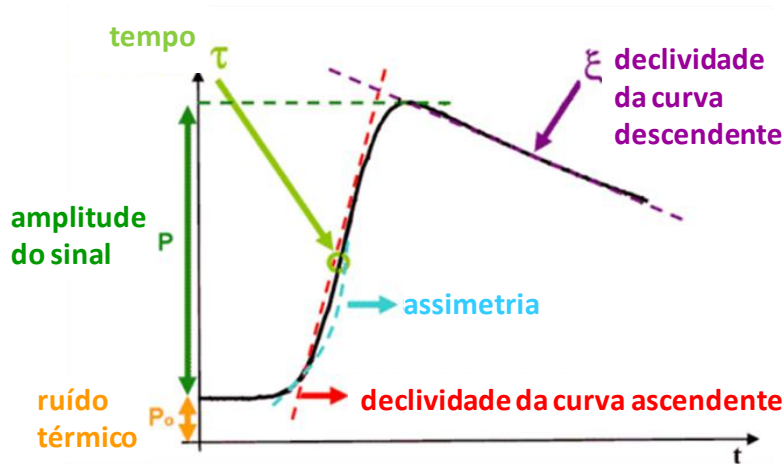
O tratamento dos dados brutos é uma operação que permite estimar os parâmetros físicos a partir da análise do sinal de retorno ao altímetro. Consiste em aplicar um tratamento adaptado à distribuição da energia recebida, na forma de onda (FO), onde se busca localizar precisamente a posição do tempo τ no eco. Essa operação efetuada quer em tempo real a bordo do satélite, quer posteriormente em solo, é necessária à exploração das medidas altimétricas. Em superfícies continentais, as condições de funcionamento nominal dos altímetros, particularmente o acompanhamento das superfícies planas, na maioria dos casos, não são respeitadas. Segundo Calmant e Seyler (2008), vários efeitos provocam distorção e variações do eco radar, reduzindo a sua capacidade de estimar com precisão à distância Terra-satélite: a variabilidade espacial do nível da superfície refletida (Smith, 1997); a presença de ecos especulares devidos a zonas de forte reflexão (Guzkowska *et al.*, 1990); os efeitos de retro espalhamento da cobertura vegetal e a penetração da onda no solo.

Para se extraírem todas as informações contidas nos sinais altimétricos, há um tratamento cujo princípio consiste em ajustar, à forma de onda obtida, um modelo de forma de onda teórico, como, por exemplo, o modelo de Brown (Brown, 1977) no caso das missões T/P e Jason. Vários parâmetros são extraídos da forma de onda, como esquematizados na Figura 3.27:

- distância entre o satélite e a superfície de água, denominada *range* (R), deduzida do tempo de trajeto de ida e volta entre a emissão da onda eletromagnética e o meio da curva ascendente, é calculada precisamente a partir do tempo (τ) que separa a emissão do pulso até o meio da curva ascendente;
- ruído térmico (P_0);
- amplitude do sinal (P), amplitude da forma de onda da distribuição da energia recebida pelo instrumento proveniente do alvo, dada pelo coeficiente de retro-difusão (σ_0);
- coeficiente de retro-difusão (σ_0), expresso em decibel (dB), que é proporcional à energia total recebida pelo instrumento proveniente do alvo; obtém-se calculando a integral da forma de onda e corresponde à relação entre a potência emitida pelo instrumento e pela potência recebida; é característica da natureza da superfície imageada; em oceanografia, é ligado à intensidade do vento; em sensoriamento remoto

esse coeficiente é largamente estudado para caracterização de parâmetros biofísicos (*e.g.*, vegetação, umidade e rugosidade do solo);

- assimetria corresponde à obliquidade da forma de onda da distribuição da energia recebida pelo instrumento proveniente do alvo;
- declividade da curva ascendente, que informa sobre a dispersão da altura do sinal refletido na zona imageada; em oceanografia é utilizado para caracterizar a altura significativa das ondas; e
- declividade da curva descendente (ξ), que fornece informações sobre o desvio da antena em relação ao nadir e também sobre a penetração do sinal no alvo.



Fonte: Adaptado de AVISO, 2009.

Figura 3.27 Extração dos parâmetros da forma de onda em domínio oceânico.

Para as missões T/P e Jason, uma primeira operação, efetuada a bordo do satélite, chamada de acompanhamento de bordo ou *tracking*, consiste em ajustar o meio da curva ascendente com o objetivo de garantir a manutenção do eco na janela de análise. O tratamento das formas de ondas é realizado, posteriormente, em solo, a fim de obter os parâmetros acima com maior precisão possível. Esta operação leva o nome de reprocessamento ou *retracking*. Os algoritmos utilizados para essa operação podem assim ser adaptados ao tipo de superfície sobrevoada pelo instrumento quando da aquisição das medidas.

3.5.2. FORMA DE ONDA ALTIMÉTRICA NO OCEANO

De acordo com o modelo teórico de Brown (1977), a forma de onda altimétrica (Eq. 3.5), pode ser representada pela dupla convolução entre o pulso de radar, a função de resposta de um elemento do alvo que compreende o ganho da antena e a função de distribuição destes elementos do alvo. A potência recebida pelo altímetro é representada por:

$$Pr(t) = P_e(t) * f_{prt}(t) * g_{pdf}(z) \quad (Eq. 3.5)$$

onde $P_r(t)$ é a potência recebida pelo altímetro, $P_e(t)$, a potência emitida, $f_{prt}(t)$, a função de resposta de um elemento da superfície refletida (que compreende o ganho de antena), $g_{pdf}(z)$, a função de distribuição destes elementos de superfície.

Esse modelo que permite reconstituir de maneira teórica o eco oceânico (Figura 3.27) é a base do algoritmo utilizado para o tratamento das formas de onda altimétricas sobre os oceanos e repousa sobre as cinco hipóteses seguintes (Brown, 1977):

1. a superfície difusa é formada de um grande número de pequenos elementos independentes;
2. a distribuição estatística das alturas das superfícies é suposta constante sobre toda a superfície imageada;
3. a difusão é um processo escalar, sem efeito de polarização e independente da frequência;
4. a variação do processo de difusão com o ângulo de incidência depende unicamente da secção eficaz de retrodifusão e do ganho de antena; e
5. o efeito Doppler é negligenciável em relação à largura em termos de frequências do pacote de pulsos transmitidos ($2/T$, com elemento da superfície refletido sendo o período do pulso transmitido).

3.5.3. FORMA DE ONDA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

As formas de ondas refletidas pelos hidrossistemas continentais são extremamente diversas, dificultando o processo do tratamento. As representações, na Figura 3.28, ilustram essa diversidade, extraídas do segmento do traço do satélite T/P nas proximidades de Manaus – Amazonas. No caso da FO oceânica, examina-se um segmento de 50 km, enquanto, para a FO não oceânica, avalia-se um segmento de 70 km. Observa-se que as FOs oceânicas são semelhantes, ao passo que as FOs não oceânicas são variáveis e apresentam um deslocamento importante da parte ascendente das FOs. As variações de energia, na Figura 3.28b, são devido à natureza da zona refletida. Adicionalmente, comparando-se diversas FOs ao longo do tempo, correspondentes às diversas passagens do satélite, pode-se analisar as variações temporais importantes da FO ao longo do ciclo hidrológico anual, observando-se a presença ou não de água.

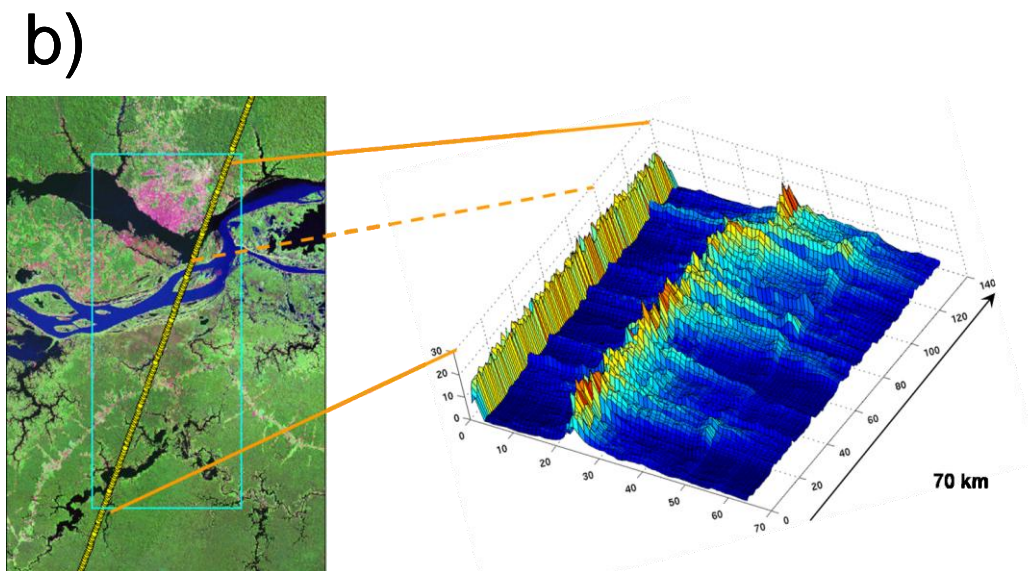
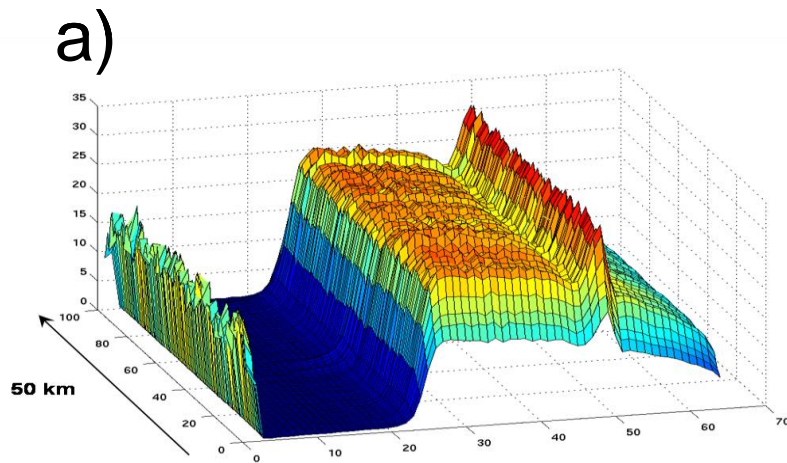


Figura 3.28 Formas de onda sobre diferentes planos da água.

a) Exemplo das formas de onda sobre superfícies oceânicas evidenciando uma similaridade elevada ao longo do traço.

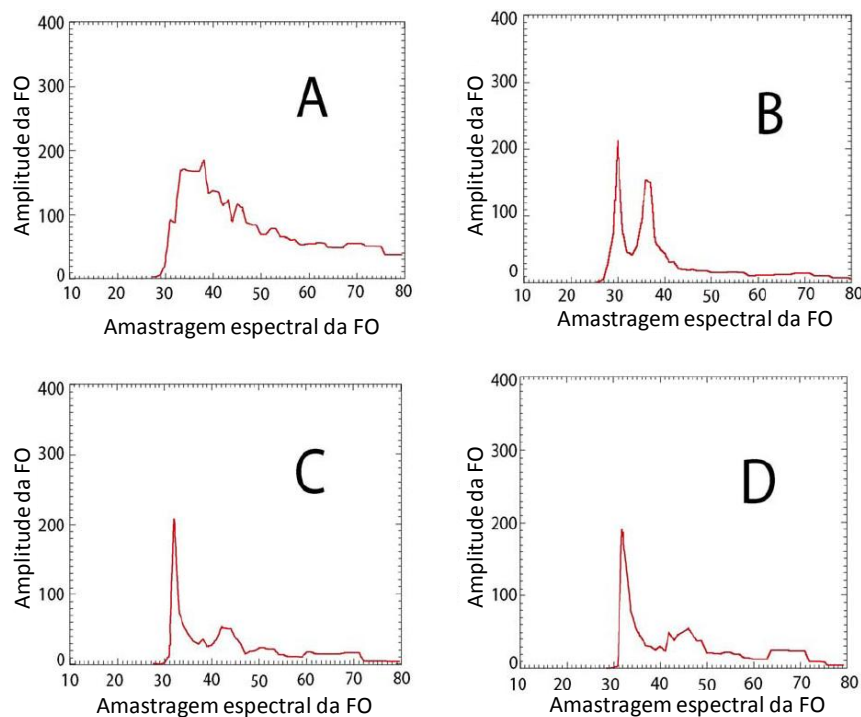
b) Exemplo das formas de onda extraídas na bacia Amazônica, na foz do rio do Negro (águas em preto na imagem Landsat), com o rio Solimões (águas em azul na imagem Landsat) é apresentado à esquerda da figura. Este exemplo destaca a variabilidade elevada na forma de onda, que dificulta o processo do tratamento. Redesenhado por Mercier e Zanife (2006).

Estudos conduzidos por Guzkowska *et al.* (1986 e 1990) e Berry *et al.* (2005) em hidrossistemas continentais, dividem as formas de onda em quatro categorias principais (Figura 3.29):

- forma de onda oceânica, caracterizadas por uma curva ascendente bastante evidenciada e uma curva descendente que diminui lentamente, normalmente produzida por superfícies planas com difusão do eco uniforme, como os lagos, os rios largos ou planícies de inundação, apresentando uma superfície bastante larga de modo que o

eco não seja perturbado por reflexões parasitas provenientes das margens ou da vegetação;

- forma de onda quase – especular, a curva ascendente é quase vertical, mas ao contrário da precedente, a curva descendente decai rapidamente; são específicas de superfícies sem rugosidade como os pântanos, os rios ou as extensões de água de pequena dimensão;
- forma de onda de pico amplo, é caracterizada por uma diminuição da curva descendente menos acentuada que os ecos quase-especulares; pode ser classificada em três subconjuntos: aquela que apresentam uma curva ascendente bastante acentuada, típicas de alvos planos ou de pequena inclinação como as zonas de transição entre a terra e a água; um segundo tipo que apresenta uma componente de difusão após o pico, sendo que, neste caso, a extensão de água é vizinha de uma superfície de baixa refletividade; e um terceiro tipo formado de um pico cercado por duas componentes de difusão, que correspondem a uma zona aquática rodeada por um terreno de baixa refletividade, características das extensões de água de pequena dimensão e pequenos lagos; e
- forma de onda de vários picos neste caso, cada pico corresponde a uma zona de água imageada em diferentes intervalos de tempo; é freqüentemente observada em rios divididos em vários braços.



Fonte: Adaptado de Calmant *et al.*, 2008

Figura 3.29 Formas de onda em águas continentais. **a)** Forma de onda oceânica. **b)** Forma de onda de vários picos. **c) e d)** Forma de onda quase especular.

3.5.4. PRINCIPAIS ALGORITMOS DESENVOLVIDOS PARA O ESTUDO EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

Como apresentados no parágrafo precedente sobre a natureza das formas de onda registradas sobre os hidrossistemas continentais, os ecos de radar encontrado em domínio continental são muito diferentes dos observados no oceano. Diferentes soluções de reprocessamento das formas de onda foram desenvolvidas de acordo com a natureza da superfície considerada. Três grandes famílias destacam-se: método de limite, método analítico, método de reconhecimento das formas.

3.5.4.1. MÉTODO DE LIMITE

3.5.4.1.1. ALGORITMO ICE-1

O algoritmo de reprocessamento das formas de onda *Ice-1* foi desenvolvido para o estudo das calotas polares. O método necessita de uma estimativa prévia da amplitude da forma de onda. Essa estimativa deve ser pouco sensível ao ruído de *speckle* o efeito do ruído diminui à medida que o número de pontos de amostragem da FO aumenta e às mudanças de forma do eco de radar (Bamber, 1994). A técnica é conhecida sob o nome de método de deslocamento do centro de gravidade (*Offset Centre Of Gravity ou OCOG*), sendo descrita pelas equações 4.11, 4.12 e 4.13 (Wingham *et al.*, 1986). O algoritmo calcula o centro de gravidade, a amplitude e a largura de um retângulo que engloba uma janela fixa de $N*2*aln$ amostras do eco de radar; a amplitude do retângulo vale o dobro do valor do centro de gravidade. Sendo:

$$\begin{aligned} & \text{Centro de gravidade} \\ &= \frac{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} ny^2(n)}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n)} \end{aligned} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

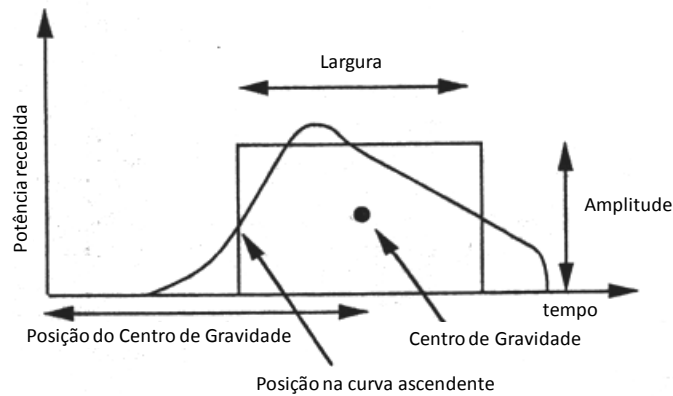
$$\begin{aligned} & \text{Amplitude} \\ &= \sqrt{\frac{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^4(n)}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n)}} \end{aligned} \quad (\text{Eq. 3.7})$$

$$\begin{aligned} & \text{Largura} \\ &= \frac{(\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^2(n))^2}{\sum_{n=1+aln}^{n=N-aln} y^4(n)} \end{aligned} \quad (\text{Eq. 3.8})$$

onde y é o valor do $n^{\text{ésimo}}$ ponto de amostragem e aln é o número de pontos de amostragem que podem ser afetados pelo efeito de estroboscopia do espectro, no início e no fim da FO.

Um limite sobre o valor máximo da curva ascendente é aplicado (25% da amplitude) a fim de identificar o ponto nominal de reprocessamento (Figura 3.30).

Esse algoritmo é usualmente utilizado em superfícies continentais por sua robustez. No entanto, por se beneficiar do máximo de amostras do eco de radar, diferentes planos de água são englobados no reprocessamento da FO.



Fonte: Adaptado de Bamber (1994).

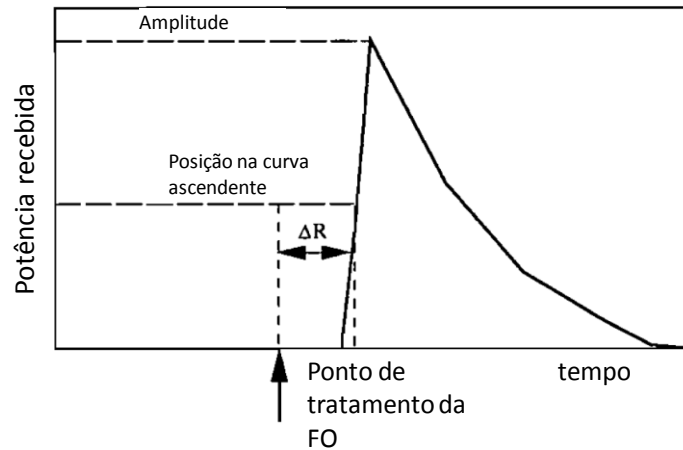
Figura 3.30 Princípio do algoritmo *Ice-1*.

3.5.4.1.2. ALGORITMO SEA ICE

Nenhum modelo descreve com perfeição a natureza das formas de onda que provêm dos gelos do mar. No momento um método simples pode ser utilizado para reprocessar esse tipo de eco de radar. A amplitude da FO é identificada em primeiro lugar: trata-se do seu valor máximo (Eq. 3.9).

$$Amplitude = \max_{n \in N} (y(n)) \quad (Eq. 3.9)$$

onde, y é o valor da $n^{\text{ésima}}$ amostra da FO e N é o número de amostras do eco de radar. A correção introduzida pelo reprocessamento (Figura 3.31) é determinada como a abscissa do ponto da FO cujo valor é superior à metade da amplitude do eco (Laxon, 1994; ESA, 2007).



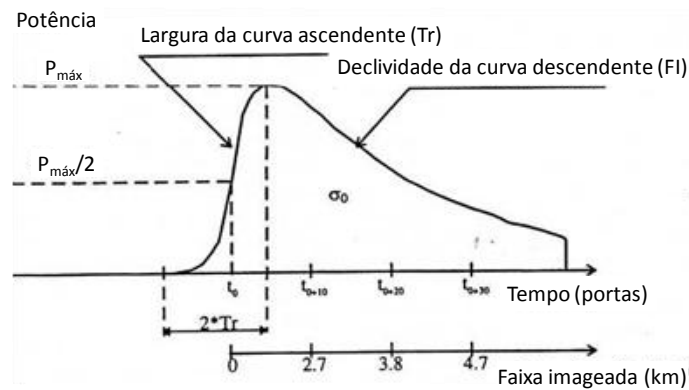
Fonte: Adaptado de Laxon (1994).

Figura 3.31 Princípio do algoritmo *Sea Ice*.

3.5.4.2. MÉTODO ANALÍTICO

3.5.4.2.1. ALGORITMO *ICE-2*

O algoritmo de reprocessamento *Ice-2* Legrésy (1995), desenvolvido para o estudo das calotas polares da Antártica e a Groenlândia, decompõe a FO altimétrica (Figura 3.32) em duas curvas, uma ascendente e outra descendente, sendo a primeira modelada por uma função erro (ERF) e a segunda por uma exponencial decrescente. Ambas as partes da FO podem ser tratadas separadamente sob a hipótese de que os efeitos observados sobre a curva descendente têm um impacto negligenciável na curva ascendente (Legrésy, 1995). Em domínio continental, a distribuição das superfícies difusas não é regular, em contradição com as hipóteses 1) e 2) do modelo de Brown. Esse fato foi constatado por Legrésy e Rémy (1997) para as calotas polares e provoca ruídos nas formas de onda devido às irregularidades da superfície.



Fonte: Adaptado de Legrésy e Rémy (1997).

Figura 3.32 Forma de onda teórica procurada pelo algoritmo *Ice-2*.

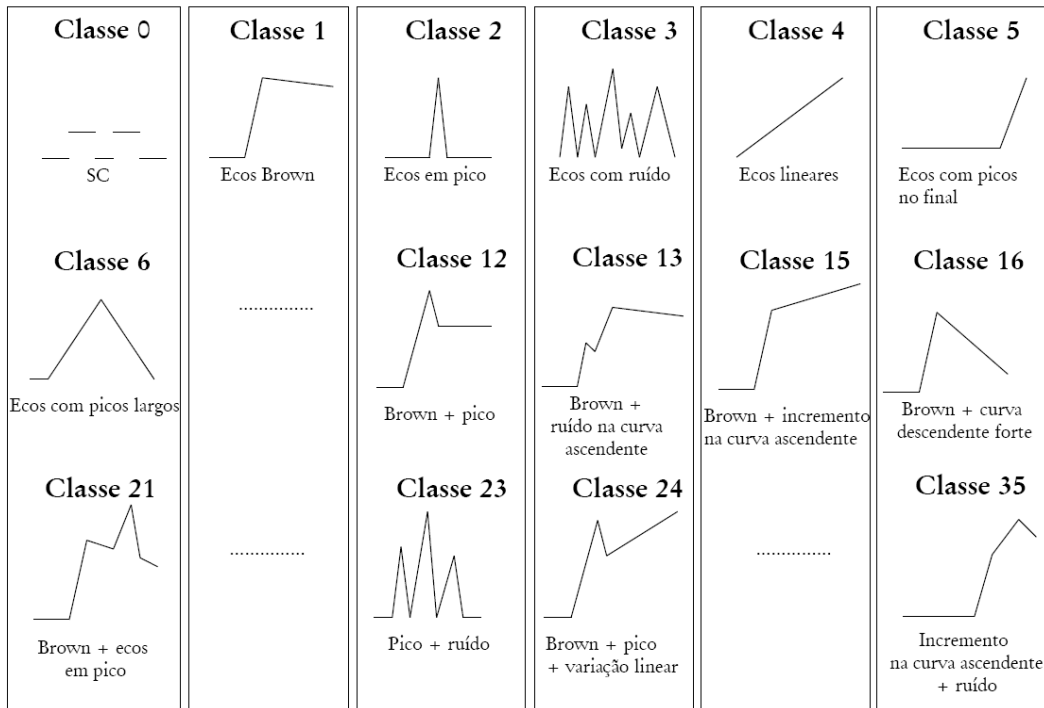
3.5.4.3. MÉTODOS DE RECONHECIMENTO DAS FORMAS DE ONDA

Técnicas alternativas foram desenvolvidas para tratar as formas de onda observadas em domínio continental. Consiste em escolher as formas de onda em função das suas características, aplicando-lhes um algoritmo de reprocessamento adaptado a cada tipo identificado.

Essa técnica foi aplicada ao reprocessamento das medidas dos altímetros dos satélites ERS-1 e 2 e T/P, qualificada de sistema especializado, utilizando 11 algoritmos, através do projeto *River and Lakes Project* desenvolvido pela Universidade de Montfort (Inglaterra) para a ESA, resultando em dois tipos de produtos *River Lake Hydrology* (RLH) e *River Lake Altimetry* (RLA) (Benveniste e Berry, 2004). Em 23 de julho de 2009 um novo sistema *River and Lake System* foi implementado, gerando resultados após 10 dias da passagem do satélite para as missões ENVISAT e Jason-2, onde os registros de dados geofísicos do sensor SGDRs (*Sensor Geophysical Data Records*) são utilizados (RL Team, 2009). Esses produtos são disponibilizados no endereço eletrônico <http://tethys.eaprs.cse.dmu.ac.uk/RiverLake/shared/main>.

O CNES financiou o projeto PISTACH (*Système de Traitement pour les Applications Côtières et l'Hydrologie*), para melhorar os produtos da altimetria espacial sobre áreas costeiras e águas continentais utilizando os dados IGDRs do satélite Jason-2. Os produtos do PISTACH incluem o algoritmo *Ice-3*; diversas correções geofísicas derivadas de modelos globais e locais, com melhor definição e ferramentas para visualização dos dados. São fornecidos no formato NetCDF, com a nomenclatura das variáveis similar a utilizada nos IGDRs em tempo quase-real do Jason-2, sendo acessíveis através do endereço eletrônico do AVISO <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/donnees/produits/produitshauteursdemer/global/produitscotierethydrologie/index.html>.

O algoritmo de tratamento de forma de onda *Ice-3* é similar ao algoritmo *Ice-1*, sendo que a parte do eco de radar usada para o cálculo do centro de gravidade é adaptada ao tipo de FO. As FOs são previamente classificadas, utilizando-se 35 classes, aplicando-se a técnica de reconhecimento de forma (Figura 3.33). Em seguida, adapta-se, dinamicamente, a janela de amostras dos ecos de radar, em função da classe da FO (Figura 3.34).



Fonte: Adaptado de Tribaut *et al.* (2008).

Figura 3.33 Exemplo de classes definidas pelo projeto PISTACH para aplicação da técnica de reconhecimento de forma nas FOs do Jason-2.

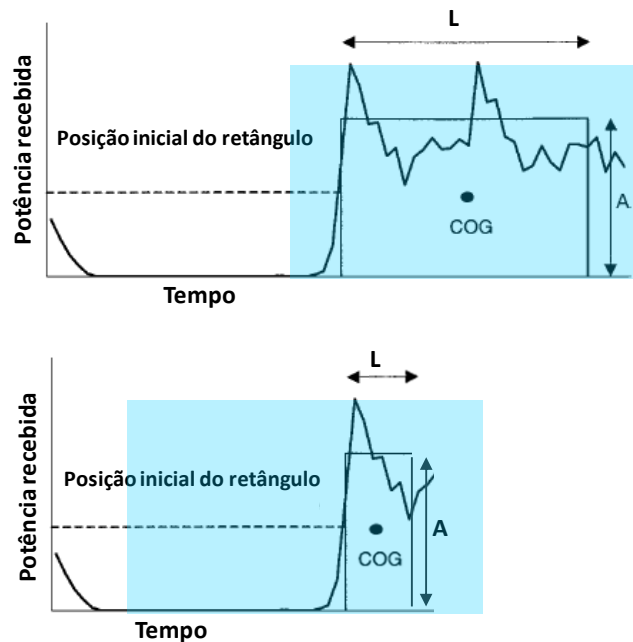


Figura 3.34 Princípio do algoritmo *Ice-3* com deslocamento da janela de amostras dos ecos de radar, em função da classe da FO.

3.6. LIMITAÇÕES DA ALTIMETRIA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

A utilização dos dados altimétricos para monitoramento dos níveis de água em hidrossistemas continentais apresenta algumas limitações que podem ser agrupadas

em duas categorias distintas: limitações provenientes da precisão da medida altimétrica e limitações provenientes da amostragem dos dados.

3.6.1. LIMITAÇÕES DA PRECISÃO DA MEDIDA ALTIMÉTRICA

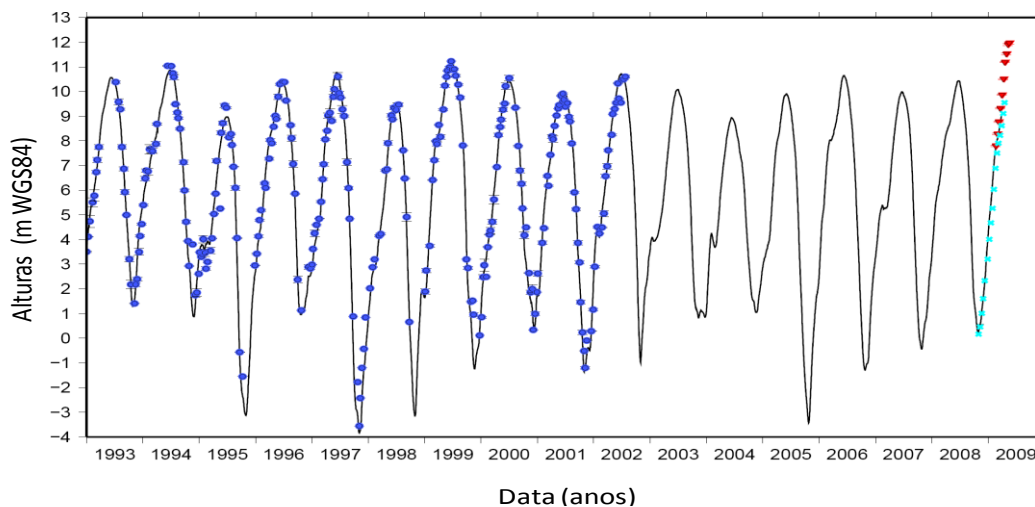
3.6.1.1. LIMITAÇÕES RELACIONADAS À FORMA DE ONDA

A precisão da medida altimétrica em hidrossistema continental sofre limitações, visto que as formas de onda refletidas são muito diferentes do caso oceânico (Calmant e Seyler, 2006), e os algoritmos desenvolvidos são ajustados para o oceano, para o gelo e para os *icebergs*. Atualmente, ainda não existe um algoritmo, calibrado e validado, para acompanhamento específico dos hidrossistemas continentais (*on board trackers* ou *ground retrackers*). Os algoritmos desenvolvidos pelo *River and Lakes Project*, foram aplicados por Berry *et al.* (2005) em diversos lagos e em rios da bacia Amazônica, mas somente um exemplo de validação dessa técnica é apresentado.

Novos produtos altimétricos foram desenvolvidos para a missão Jason-2 pelo projeto PISTACH, como o algoritmo *Ice-3* (cf. § 3.5.4.3), no entanto, esses dados encontram-se em fase de calibração e validação para utilização, tanto em meio oceânico, como continental e também não foram publicados. Mostrando-se promissores, visto que foram utilizados no monitoramento da cheia na Amazônia em 2009 (Calmant *et al.*, 2009), exemplificado na Figura 3.35 para o traço O63 dos satélites T/P e Jason-2 que cruza o rio Negro em sua foz que se junta com o rio Solimões para formarem o rio Amazonas. Aplicaram-se os algoritmos *Ice-1* para as medidas altimétricas do T/P em azul escuro e *Ice-3* para o Jason-2 em azul claro e vermelho, com dados GDRs e IGDRs, respectivamente. A série temporal em preto corresponde aos dados *in situ* da régua de Manaus. As séries temporais altimétricas acompanham perfeitamente o ciclo hidrológico com a vantagem da aplicação dos dados IGDRs, que, embora não apresentem todas as correções aportadas às medidas altimétricas, são disponibilizados três dias após a passagem do satélite. Nota-se a ausência dos dados do satélite JASON-1, durante os anos 2002 a 2008, por não apresentarem bons resultados em hidrossistemas continentais (cf. § 3.6.2.1).

As FOs obtidas para o gelo, em geral, são tão específicas como as adquiridas para as águas continentais. O algoritmo *Ice-1*, que busca o centro de gravidade da FO, é bastante robusto para FOs especulares (Frappart *et al.*, 2006a), enquanto que o algoritmo *Ice-2* possui a particularidade de procurar a curva ascendente da FO, de maneira relativamente independente do resto da potência recebida pelo altímetro em função do tempo. Os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* são os que melhor se adaptam às medições altimétricas em hidrossistemas continentais, mesmo que não tenham sido

idealmente concebidos para uma aplicação em hidrologia (Frappart *et al.*, 2006a; Silva *et al.*, *in press* 2010).



Fonte: Calmant *et al.* (2009).

Figura 3.35 Série temporal altimétrica para o traço O63 dos satélites T/P (*Ice-1*) e Jason-2 (*Ice-3*) que cruza o rio Negro em sua foz quando se junta com o rio Solimões para formarem o rio Amazonas. A série temporal em preto corresponde aos dados *in situ* da régua de Manaus; em azul escuro, dados T/P; em azul claro e vermelho, os dados GDRs e IGDRs do Jason-2, respectivamente.

Para a missão ENVISAT, os algoritmos *Ocean*, *Ice-1*, *Ice-2* e *Sea Ice* são utilizados de maneira operacional na cadeia de processamento do altímetro. Embora, para as missões ERS e T/P-Jason, o processamento da medida altimétrica (*on board trackers*) seja efetuado somente pelo algoritmo *Ocean*, tratamentos diferenciados foram integrados aos dados altimétricos dessas missões para uma melhor determinação da altura de nível de água em meio continental. O algoritmo *Ice-2* foi reprocessado para as missões ERS-1 e 2 pelo projeto *Observation of the Surface Continental Altimetry Radar* – OSCAR (Legresy, 1995), enquanto os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, para a missão T/P pelo projeto *Contribution de l’Altimétrie Spatiale pour l’Hydrologie* – CASH (CASH, 2010).

3.6.2. LIMITAÇÕES DA AMOSTRAGEM DOS DADOS

3.6.2.1. PERDA DA ANCORAGEM DO ALTÍMETRO

O instrumento de cálculo instalado a bordo do altímetro efetua um tratamento do eco refletido pela superfície do plano de água, que o receptor registra para permitir um melhor ajuste de seus parâmetros aos ecos a serem recebidos posteriormente. Ele antecipa os ajustamentos do eco no tempo seguinte a partir do tratamento dos ecos obtidos no tempo atual e nos tempos anteriores. Esses ajustamentos referem-se à

posição e à amplitude da janela de registro. Essa janela, de uma amplitude temporal constante, é centrada na data provável de regresso do sinal e de sua altura, calibrada para a potência prevista, de modo que o eco refletido ocupe ao máximo essa janela. Esse caráter de antecipação é, particularmente, adaptado às superfícies homogêneas, tanto no nível da altitude como da retrodifusão. Segundo Calmant *et al.* (2008), onde o meio não é uniforme, o altímetro é perturbado por contrastes topográficos no interior da faixa imageada. Muitas vezes, um desnível importante entre a água e as margens, uma planície, uma colina ou mesmo uma montanha e contrastes de retrodifusão, quando da passagem brusca de um meio pouco reflexivo (uma planície) para um meio muito reflexivo (um lago), podem produzir saturação no sensor de captação do altímetro. Quando o algoritmo de acompanhamento de bordo encontra-se incapacitado de adaptar os seus parâmetros de aquisição ao terreno encontrado, diz-se que o altímetro perde a ancoragem. Uma vez não ancorado, processos automáticos de uma nova inicialização do instrumento são processados de maneira a permitir, ao encontrar um terreno favorável, uma adaptação às novas condições de medidas (fase de aquisição). Para o satélite T/P, essa adaptação necessita de 1 a 3 segundos (Fu e Cazenave, 2001) quando o satélite já percorreu vários quilômetros. Numerosas medidas são, assim, perdidas sobre as pequenas extensões de água ou na travessia dos rios.

Esse problema desabilita o funcionamento do altímetro radar sobre os continentes e conduz à perda de um elevado número de dados, particularmente para a missão JASON-1. Para remediá-lo, as janelas de recepção foram ampliadas para os satélites ERS-1 e 2 (4 vezes) e para o satélite ENVISAT (4 a 16 vezes). Adicionalmente, as agências desenvolveram o altímetro de radar *Posëidon3* e *AltiKa* para equipar as missões Jason-2 e Saral. Esses altímetros possuem um novo sistema de acompanhamento de bordo, cujo aperfeiçoamento consiste em assegurar a manutenção do eco refletido pela superfície do plano de água na janela de recepção, não por um automatismo de bordo, mas por uma estimativa, *a priori*, de uma altura esperada obtida a partir de um MDT, interpolada ao longo do traço da órbita no solo, através das medidas altimétricas obtidas pelo T/P para o satélite Jason-2 e ENVISAT para o satélite Saral.

3.6.2.2. RESOLUÇÃO TEMPORAL DO SATÉLITE

A resolução temporal, também conhecida como tempo de revisita, depende das características da órbita do satélite. Para as atuais missões altimétricas, T/P-JASON, GEOSAT-GFO e ERS-ENVISAT, correspondem a 10, 17 e 35 dias, respectivamente. Essa baixa resolução temporal limita as aplicações da altimetria espacial em estudos de processos hidrológicos que exijam um monitoramento em curto período de tempo,

como alerta de enchentes, monitoramento de grandes cheias e análises da continuidade de fortes estiagens.

Calmant *et al.* (2008) propõem a utilização de séries temporais conjuntas de vários satélites como uma alternativa para grandes lagos e mares interiores. No entanto, em rios, os autores comentam que a situação é mais crítica, pois são poucos os pontos de cruzamento das órbitas dos satélites que interceptam um curso de água com vistas à criação de estações virtuais com múltiplos dados.

Uma solução para contornar a baixa resolução temporal dos satélites altimétricos é apresentada por Roux *et al.* (2008) que desenvolveram uma metodologia permitindo interpolar os dados altimétricos com estações fluviométricas e obter séries temporais diárias. Três métodos de estimativa dos parâmetros do modelo linear foram propostos: média quadrática (LS), média ponderada (WLS) e método de otimização multi-critérios (OPT). Foram estudadas a precisão absoluta da interpolação e a sensibilidade da estrutura do modelo à ausência de dados e a ocorrência de ruídos aleatórios. Os valores quadráticos médios (RMSs) do resíduo das interpolações variaram de 0,6 a 40,9 cm. A utilização conjunta de várias estações *in situ* como referências, bem como defasagens temporais entre as estações reduziram significativamente esses erros. Segundo os autores, o método OPT apresentou-se melhor quando não ocorrem ruídos aleatórios e não existe ausência de dados.

3.7. TRATAMENTOS DA MEDIDA ALTIMÉTRICA EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

3.7.1. EFEITO DE AFASTAMENTO DO NADIR (*OFF-NADIR*)

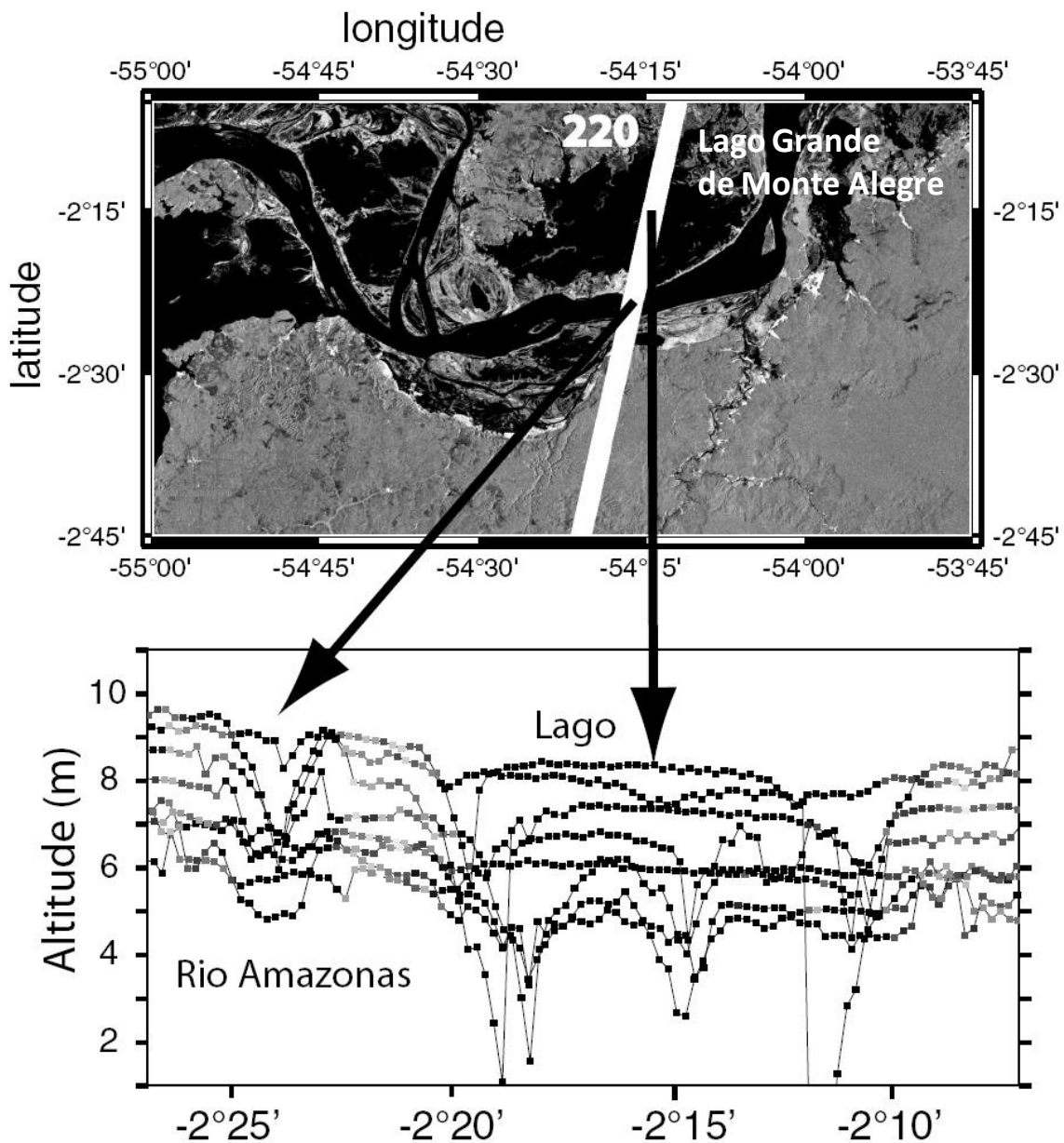
Os perfis hidrológicos dos lagos, rios e zonas de inundação, obtidos pelo radar altimétrico, são supostamente planos ou ligeiramente inclinados devido à declividade do plano de água. Observa-se, contudo, em numerosos perfis hidrológicos obtidos, estruturas parabólicas com concavidade para baixo, produtos de uma distorção geométrica da medida altimétrica, denominado efeito de afastamento do nadir (*off-nadir*). Esse caso ocorre quando o altímetro passa de um meio pouco reflexivo para um com alta reflexividade, iniciando a medida altimétrica da superfície reflexiva que se encontra antes do seu nadir ou, simetricamente, continuando a medir a altura de uma superfície reflexiva que cessou de sobrevoar.

As medidas altimétricas, com efeito, *off-nadir* apresentam-se vantajosas para rios estreitos, uma vez que a seleção de dados baseada somente no curso do rio, não inclui a maioria das medidas disponíveis correspondentes ao nível de água para cada passagem do satélite. No entanto, podem causar inconvenientes em superfícies maiores, como grandes rios e lagos. O exemplo da Figura 3.36 ilustra essa situação

para o traço 220 do satélite ENVISAT que cruza o rio Amazonas e o lago Grande de Monte Alegre. São apresentados somente alguns ciclos para não saturar a figura. As distorções geométricas nas medidas, provenientes do efeito *off-nadir* não ocorrem sistematicamente, sendo, no entanto, observadas durante todo o perfil altimétrico em algumas passagens. Em outros casos, o perfil de alturas obtido pelo radar altimétrico permanece linear. No rio Amazonas, o efeito *off-nadir* ocorre no meio do rio, combinado duas séries sucessivas de distorções geométricas na medida altimétrica, produzindo perfis em forma de V. Nesse caso, para obtenção da medida altimétrica, os perfis obtidos serão processados separadamente, aplicando-se correções parabólicas em pequenas partes, computando-se, posteriormente, as alturas corrigidas. O mesmo problema ocorre no lago Grande de Monte Alegre, na margem direita do rio Amazonas. Algumas medidas no centro do lago apresentam perfis altimétricos em formato parabólico; aqui o altímetro começa a medir a altura da superfície reflexiva do lago antes do seu nadir, ancorando-se nas margens do lago.

Uma geometria proeminente é apresentada na Figura 3.37 com o exemplo do lago Rocagua. O satélite cruza o lago, de dimensões comparáveis à faixa imageada, na direção sul-norte, visto que o traço 207 é ascendente. Alguns perfis altimétricos coletados ao longo do traço 207 do satélite ENVISAT são desprovidos da distorção geométrica, e as medidas são todas no nadir ao longo da passagem. Outros perfis são afetados claramente pelo efeito *off-nadir*. As distorções geométricas, encontradas, neste caso, são duplas. No período de cheia ou estiagem, por diversos momentos, o altímetro permanece ancorado. Ao sobrevoar o ponto PS, o altímetro começa a medir a altura da superfície reflexiva do lago antes do seu nadir, ancorando-se ao ponto PN, e continua realizando a medida após sobrevoá-lo, permanecendo ancorado, formando o perfil altimétricos em formato parabólico descendente para o norte. Fato contrário ocorre quando o altímetro fica ancorado no ponto PS, realizando medidas ao longo do lago até o ponto PN, formando, também, um perfil em formato parabólico, desta vez, descendente para o sul. Fazendo-se uma seleção dos dados obedecendo-se a um critério exclusivamente geográfico, isto é, um retângulo delimitado pelas latitudes e longitudes mínimas e máximas, entre as duas setas, resultará em série errônea de níveis de água, se os perfis altimétricos não forem previamente corrigidos.

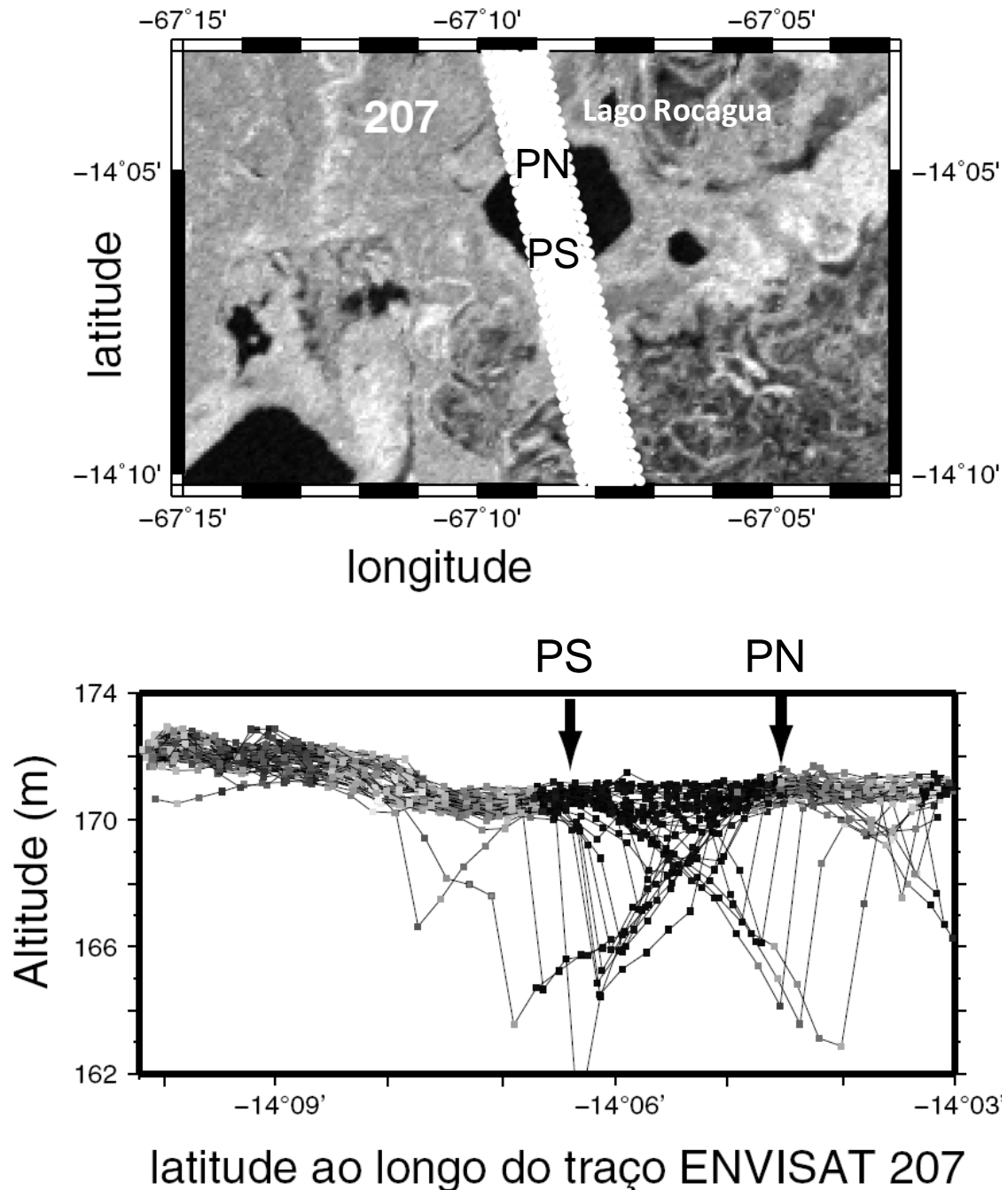
Um estudo sobre as correções das distorções geométricas da medida altimétrica, resultantes do efeito *off-nadir*, foi desenvolvido no contexto desta tese, descrito em Silva *et al.* (*in press* 2010) e será posteriormente apresentado (cf. § 6.2). Essas correções permitiram melhorar a amostragem dos dados altimétricos, visto que são extraídas, para cada passagem do satélite, medidas de altura de água, tanto na cheia como na vazante, que antes eram descartadas ou geravam série errônea de níveis de água.



latitude ao longo do traço ENVISAT 220

Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 3.36 Exemplos de efeito *off-nadir* em perfis altimétricos em grandes corpos da água: o rio de Amazonas e o lago Grande de Monte Alegre em sua margem direita. Em ambos os casos, múltiplos efeitos *off-nadir* resultaram em perfis em forma de V no centro dos corpos da água, adquiridos quando o satélite estava em sua margem. A codificação cinza dos pontos na figura inferior corresponde à codificação cinza da imagem SAR JERS-1 do período de cheia, em segundo plano na figura superior. Os pontos da superfície reflexiva aparecem em preto.



Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

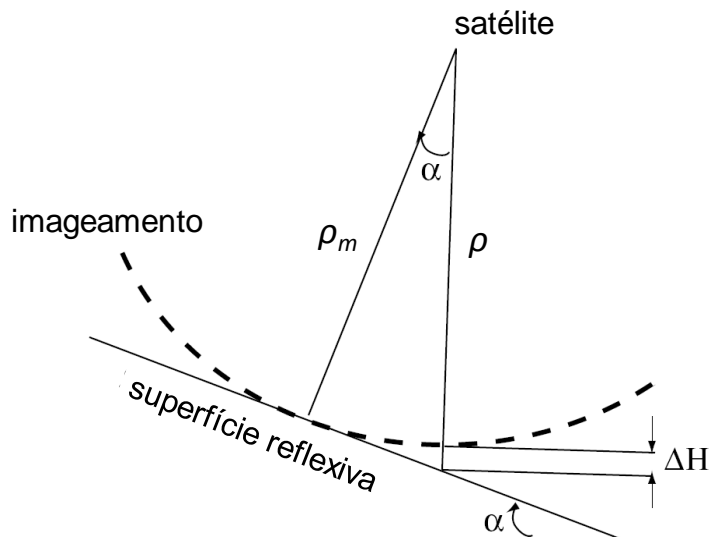
Figura 3.37 Exemplo do efeito *off-nadir* duplo sob o traço 207 do satélite ENVISAT ao cruzar o lago Rocagua, Bolívia. A codificação cinza dos pontos na figura inferior corresponde à codificação cinza da imagem SAR JERS-1 do período de cheia, em segundo plano na figura superior. Os pontos da superfície reflexiva do lago aparecem em preto. As distorções geométricas do efeito *off-nadir* foram causadas por medidas ancoradas no ponto PS, ao sul do lago (parábolas descendentes para o norte) ou por medidas ancoradas no ponto PN, do norte (parábolas descendentes para o sul). Além disso, algumas passagens não foram afetadas.

3.7.2. DECLIVIDADE

Os erros devido à declividade da superfície reflexiva são ligados à topografia do terreno (Brenner *et al.*, 1983; Rémy *et al.*, 1989). Sob superfícies planas, a medida altimétrica representa a distância entre o satélite e a superfície refletida situada ao nadir, enquanto, sob uma superfície não horizontal, a medida representa a distância ao ponto mais próximo da superfície contida na faixa imageada do altímetro (Figura 3.38). Este ponto é uma altitude mais elevada que o ponto diretamente ao nadir (Brenner *et al.*; 1983). O erro da distância da superfície reflexiva do satélite é dado pela Eq. 3.16:

$$\Delta H = \rho(1 - \cos\alpha) \approx \frac{\rho\alpha^2}{2} \quad (\text{Eq. 3.10})$$

onde ΔH é o erro da medida altimétrica, ρ é a medida altimétrica no nadir, α é a declividade da superfície. Considerando-se valores realistas da altitude do satélite e da declividade, o erro ligado à topografia do terreno pode atingir várias dezenas de metro (Brenner *et al.*, 1983). Para declividades inferiores a 10 cm/km, a correção do erro da medida altimétrica devido à declividade equivale a, no máximo, 10 cm, apresentando-se insignificante para a maioria dos planos de água da bacia Amazônica, incluindo as zonas úmidas, não sendo, portanto, considerado neste estudo. Destaca-se, entretanto, que, a aplicação desta correção seria idêntica a todas as passagens do satélite correspondendo a uma translação de altura na série temporal altimétrica.



Fonte: Adaptado de Brenner, 1983.

Figura 3.38 Representação esquemática do erro devido à declividade para uma superfície com declividade α .

3.7.3. DESLOCAMENTO DOS TRAÇOS

Os traços sucessivos de uma dada missão podem não se sobrepor perfeitamente. No caso dos satélites ERS e ENVISAT, os traços individuais podem se afastar de até 1 km do traço teórico; assim, os valores finais da altura para cada passagem, não se referem à mesma posição do corpo de água, sendo influenciados, também, pela declividade. Esse efeito é corrigido empiricamente, incorporando o valor da declividade e corrigindo-a para cada diferença de altura entre a posição média da passagem e a posição retida para a estação virtual. No caso da bacia Amazônica, objeto deste estudo, como citado anteriormente (cf. § 3.7.2), a declividade, na maioria dos corpos de água, apresenta-se inferior 10 cm/km, sendo essa correção insignificante.

3.8. MONITORAMENTO DE NÍVEIS DE ÁGUAS PELA ALTIMETRIA ESPACIAL NA REGIÃO AMAZÔNICA

Os trabalhos realizados nos últimos trinta anos vêm demonstrando a contribuição potencial dos radares altimétricos no monitoramento do nível de águas em hidrossistemas continentais descritos em Calmant e Seyler (2006), Asdorf *et al.* (2007) e Calmant *et al.* (2008). Excelentes resultados foram obtidos em grandes corpos de água como mares interiores e lagos, detalhados em Creteaux e Birkett (2006), que, com suas extensas superfícies, permitem uma amostragem conjunta de várias missões dos dados altimétricos. No entanto, os resultados em rios apresentam-se bastante controversos.

Lançado em 1992 e extensamente utilizado em estudos de águas continentais, T/P, finalizou suas medições em 2006. JASON-1, lançado sob a mesma órbita do T/P, é estritamente ajustado para superfícies oceânicas que fornece poucos dados utilizáveis em hidrossistemas continentais, mesmo para os grandes rios da bacia Amazônica. Mostram-se promissoras as medidas de seu sucessor, Jason-2, mas, até o presente momento, nenhum estudo foi publicado, pois encontra-se em fase de calibração e validação. Em relação aos dados do GFO fornecidos pela marinha americana quando existem são usualmente pouco úteis em seu formato atual, e poucas melhorias deverão ser implementadas visto que não são distribuídos por tratar-se de uma missão militar, com exceção de alguns poucos traços sobre a Groelândia, sendo impossível reprocessar os ecos refletidos em busca de melhores estimativas no trajeto do radar. Conseqüentemente, a família ERS-ENVISAT, lançada pela Agência Espacial Européia, é a única que, potencialmente, oferece uma série cronológica de dados a partir de 1991 para estudos das variações de níveis de águas continentais, dada a importância dessa informação para estudos científicos que visam

à modelagem global do ciclo hidrológico ou para aplicações socio-ambientais, tais como, gestão dos recursos hídricos, previsões de cheias e prevenção de doenças de transmissão hídrica, entre outras.

Poucos estudos dedicados à validação detalhada dos dados altimétricos em rios Amazônicos, incluindo comparações com medidas hidrométricas tradicionais, foram publicados. Em Birkett (1998), os RMSs apresentados para o rio Amazonas variaram de 25 a 60 cm. Variação de RMSs da ordem de 38 a 246 cm são mostradas em Birkett *et al.* (2002) em estudos desenvolvidos em rios, com larguras entre 0,58 e 1,16 km e em planícies de inundação. Para De Oliveira Campos *et al.* (2001), os RMSs variam de 45 a 80 cm, no rio Amazonas. Frappart *et al.* (2006a), em estudo no rio Tapajós, encontram um RMS de 35 cm. Os resultados acima descritos utilizaram o algoritmo padrão para formas de onda oceânicas da missão T/P. Adicionalmente, utilizando os produtos da missão ENVISAT Frappart *et al.* (2006a), relacionam RMSs que variam de 26 a 140 cm, 7 a 40 cm, 10 a 110 cm e 14 a 324 cm para o algoritmo *Ocean, Ice-1, Ice-2* e *Sea Ice*, respectivamente, em rios e planícies de inundação amazônicas e Berry *et al.* (2005), apresentaram co-relações dos dados T/P, ERS e ENVISAT e a estação fluviométrica do Careiro, no rio Amazonas, com valores 0,91, 0,93 e 0,98 para o coeficiente de Pearson.

Os produtos altimétricos evoluíram significativamente desde os anos 90 quando os dados ERS e T/P foram processados. Destacam-se os reprocessamentos das FOS, utilizando vários algoritmos, diferentes do algoritmo padrão para FOS oceânicas e executadas nas rotinas de processamento de bordo das missões dos anos 90. Atualmente, as rotinas de processamento de bordo do ENVISAT, utilizando quatro algoritmos, mostram-se mais eficientes em hidrossistemas continentais (Frappart *et al.*, 2006a). Projetos como OSCAR (Legresy, 1995) ou CASH (CASH, 2010) aproveitaram esses progressos para reprocessar os dados anteriores do ERS e T/P, disponibilizando melhores produtos em domínio continental. Frappart *et al.* (2006b) utilizaram os produtos do ERS-2 provenientes do projeto OSCAR em estudos de variação de volume de água no rio Mekong com RSM de 23 cm. Destaca-se que os dados reprocessados do T/P ainda não foram aplicados para estudos de validação de níveis de águas continentais.

Contrariamente aos estudos de validação, várias vertentes para utilização dos dados altimétricos com aplicações em hidrossistemas na região Amazônica foram exploradas: acompanhamento das variações de nível de água dos lagos, rios e mesmo das zonas de inundação permanentes e temporárias por altimetria espacial e radar de interferometria (Koblinsky *et al.*, 1993; Alsdorf *et al.*, 2000, 2001a e 2001b; Mercier, 2001; Alsdorf e Lettenmaier, 2003); cálculo da declividade dos rios e modelagem hidrodinâmica (Guskowsha *et al.*, 1990; Cudlip *et al.*, 1992; Mertes *et al.*, 1996; Dunne *et al.* ; Birkett *et al.*, 2002; Frappart *et al.*, 2005; LeFavour e Asdorf, 2005) e

estimativa dos estoques de água continentais (Frappart *et al.*, 2005; Frappart *et al.*, 2008). Esses estudos foram conduzidos com dados das missões Geosat, Seasat e T/P.

Os dados da missão ENVISAT foram utilizados na Amazônia por Cauhope (2004) que estabeleceu relações entre planícies de inundação e rios em um estudo de caso na várzea do Curuaí. Leon *et al.* (2006) propuseram uma metodologia para estimativas de níveis águas em bacias pouco monitoradas, cálculo de declividade dos cursos de água, bem como elaboração de curvas-chaves utilizando dados T/P e ENVISAT. Baseado em um modelo linear de extrapolação dos dados ENVISAT com um número limitado de estações hidrométricas tradicionais ao longo do rio Negro, Roux *et al.* (2008) descrevem uma metodologia para obter séries temporais altimétricas diárias. Na várzea do Curuaí, Bonnet *et al.* (2008) modelaram a transferências de água entre rios e planícies de inundação, utilizando níveis de água de séries temporais altimétricas. Mais recentemente, Getirana *et al.* (2009) utilizaram os dados altimétricos na validação da calibração do modelo hidrológico MGB-IPH, gerando vazões que foram utilizadas para elaboração de curvas-chave na bacia do rio Negro. Esses estudos confirmam que os dados ENVISAT fornecem medidas valiosas da variabilidade do nível de água em rios e lagos, permitindo também o monitoramento dos sistemas hídricos em zonas úmidas, que é o foco principal deste estudo.

3.9. CONSIDERAÇÕES

O potencial para o monitoramento operacional dos hidrossistemas continentais pela altimetria espacial é concreto. Fundamentados em 30 anos de medidas altimétricas, a continuidade desse tipo de observação oferece séries temporais longas, com perspectiva de cerca de 2 décadas, permitindo, assim um acompanhamento a longo prazo das águas continentais de superfície. Atualmente, os hidrossistemas Amazônicos sofrem de uma escassez de dispositivos de informações hidrológicas tornando delicado qualquer estudo efetuado à escala regional ou global. Além disso, quando existem, as medidas hidrométricas tradicionais apresentam-se heterogêneas, tanto no espaço, como no tempo.

A utilização de dados provenientes da altimetria espacial, inserida na área temática de hidrologia espacial, permite uma visualização da superfície em escala continental, sobretudo nas regiões de difícil acesso, sendo possivelmente a única fonte com potencial para alcançar a medição das extensas zonas úmidas da bacia Amazônica, de forma homogênea, contínua e freqüente, com detalhamento espacial que as redes superficiais de observação não permitem.

Ainda não existe um algoritmo de tratamento de forma de onda consolidado para as águas continentais. Contudo, os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, mesmo que não tenham sido otimizados para aplicações hidrológicas, representam um progresso real.

Adicionalmente, destaca-se que, novos algoritmos estão sendo reprocessados e em fase de validação, identificando e classificando previamente as FOs para uma melhor utilização dos dados altimétricos em domínios continentais.

Entre as limitações da altimetria espacial, a mais prejudicial ao estudo das águas continentais é a relativa à perda de ancoragem do altímetro. Tal limitação é responsável pela degradação da qualidade do sinal de um elevado número de medidas. No caso da missão JASON-1, uma fraca quantidade de ecos de radar é recuperada pelo instrumento. A definição de instrumentos que levem em conta as especificidades da altimetria em domínios continentais, a exemplo dos altímetros RA-2 do ENVISAT, *Posëidon3* para o Jason-2 e AltiKa para o SARAL, faz-se necessária.

SEÇÃO II

MATERIAIS E MÉTODOS

CAPÍTULO 4

METODOLOGIA GERAL

A altura do nível de água é uma variável fundamental situada na fronteira entre diversas disciplinas, tais qual a hidrologia, hidráulica, geofísica, geologia, pedologia e climatologia. O acesso aos dados quantitativos de nível de água, através da altimetria espacial, representa um avanço substancial em relação às redes superficiais de observações hidrológicas que não se estendem às zonas úmidas, pois são tradicionalmente e tecnicamente limitadas às seções dos rios.

A metodologia proposta está baseada nas disciplinas supracitadas, sendo apresentada em cinco etapas bem distintas, com um fluxograma simplificado mostrado na Figura 4.1. O § 4.1 diz respeito à extração e tratamento das informações provenientes das medidas altimétricas, julgadas úteis e pertinentes, para a análise das variações das alturas dos níveis de água nos hidrossistemas continentais. A validação dessas medidas é relatada no § 4.2. A etapa seguinte corresponde às utilizações dos dados altimétricos em hidrossistemas Amazônicos, no § 4.3 as aplicações são reportadas aos rios Amazônicos e no § 4.4 às diversas zonas úmidas, como lagos, alagados interfluviais e planícies de inundação. A base de dados utilizada para cumprir a metodologia de forma a atender o objetivo do trabalho é descrita no § 4.5.

Adicionalmente, cabe salientar que este estudo propõe uma metodologia de exploração dos dados altimétricos em zonas úmida da bacia Amazônica. A fim de conceber e testar tal metodologia, seu desenvolvimento deverá satisfazer as exigências seguintes:

- atender às estimativas de nível com uma precisão em decímetros, permitindo, assim, analisar o ciclo hidrológico; e
- ser relacionado ao contexto morfo-hidrodinâmico das zonas úmidas, da forma mais genérica possível, isto é, aplicável a qualquer zona úmida que apresente uma sensibilidade na variação do nível de água no nível de decímetros.

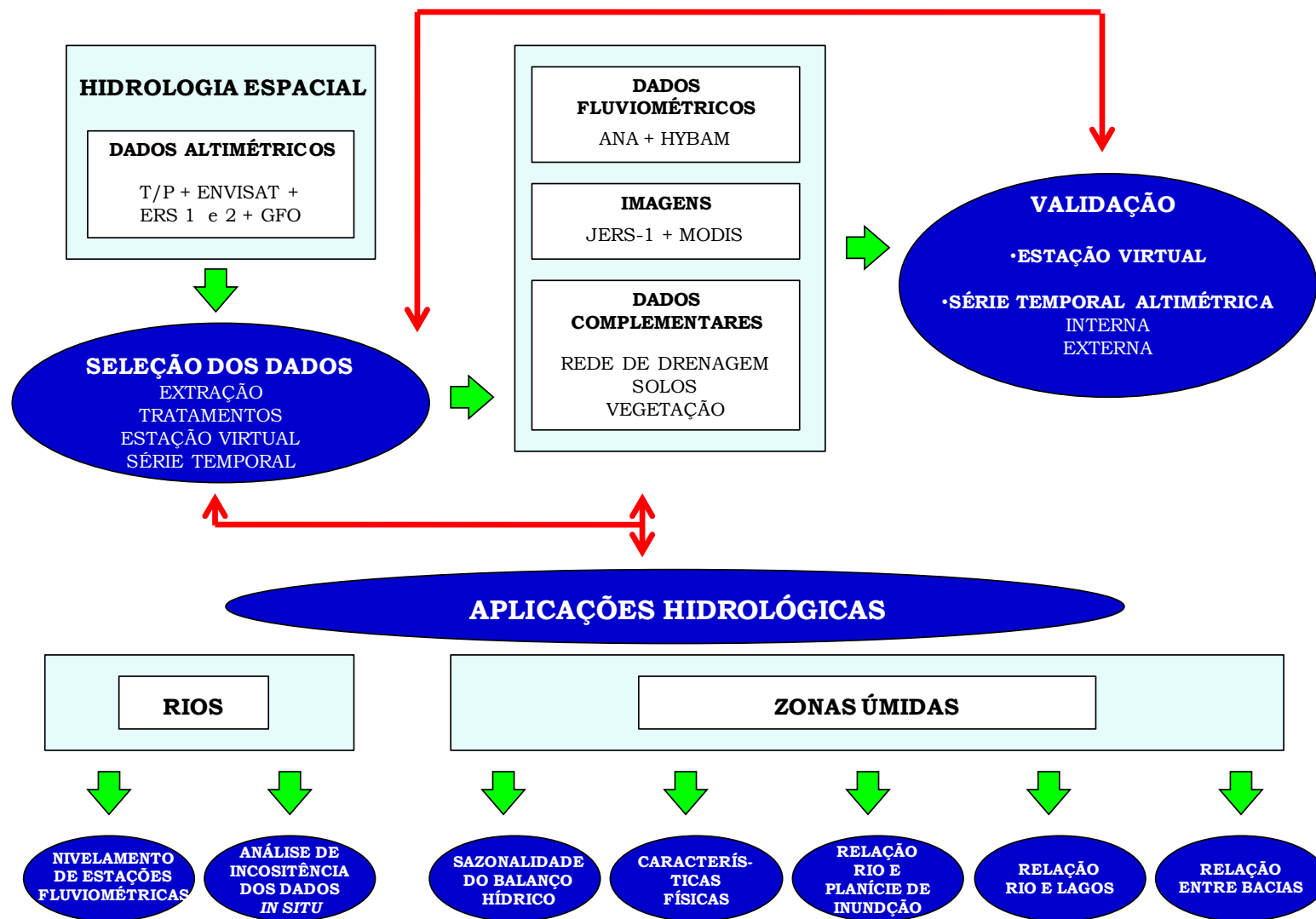


Figura 4.1 Fluxograma simplificado da metodologia proposta.

4.1. EXPLORAÇÃO DAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS EM HIDROSSISTEMAS CONTINENTAIS

4.1.1. EXTRAÇÃO GEOGRÁFICA DAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS

A primeira etapa do tratamento das medidas altimétricas, que leva à elaboração de séries temporais que caracterizam as variações das alturas de água, consiste na extração das medidas. Os dados disponíveis já foram tratados a bordo do satélite (*tracking*) e retratados quando de sua recepção em terra (*retracking*), estando pronto para serem extraídos. Os dados altimétricos utilizados foram extraídos da base de dados do *Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère* CTOH do *Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales* LEGOS.

Inicialmente, selecionam-se alguns tipos de parâmetros e correções relativos aos dados (*i.e.*, satélite, algoritmo, correções atmosféricas). Esses parâmetros são escolhidos em função de sua aplicação. Um geofísico, por exemplo, estará mais interessado nas análises dos quatro sistemas de acompanhamento da trajetória (*tracking*) do satélite, ao passo que um hidrólogo interessar-se-á por aqueles parâmetros que apresentam medidas de mais alta qualidade em águas continentais, quais sejam: número do traço, data, longitude, latitude, altura da órbita, altura altimétrica ou *range* e os valores relativos às correções atmosféricas. Para este estudo na bacia Amazônica, foram escolhidos os seguintes parâmetros contidos em tabelas, consoante a seguinte ordem: na Tabelas 4.1, para a missão GFO; Tabela 4.2, para a missão ERS-1 e 2; Tabela 4.3 para a missão ENVISAT e para a missão T/P na Tabela 4.4.

Tabela 4.1 Parâmetros extraídos para o satélite GFO.

Parâmetro	Unidade
time_sec	(sec) 01/01/1985
latitude	10 ⁶ graus
longitude	10 ⁶ deg
ssh_uncorr	10 ³ m
ssh_uncorr_diff[10]	1Hz em 10 ³ m
hz18_ku_ice-2[20]	10 ³ m
mod_dry_tropo_corr	10 ³ m
wet_tropo_cls	10 ³ m
model_iono_corr	10 ³ m
solid_earth_tide	10 ³ m
pole_tide	10 ³ m
geoid_grace	10 ³ m

Fonte: LEGOS, 2007

Tabela 4.2 Parâmetros extraídos para os satélites ERS-1 e 2.

Parâmetro	Unidade
dsr_time_day	dia juliano
dsr_time_sec	segundo
dsr_time_[20]	microsegundo
latitude	10 ⁶ graus
longitude	10 ⁶ graus
alt_cog_ellip_[20]	1Hz em 10 ³ m
hz18_ku_ice-2[20]	10 ³ m
mod_dry_tropo_corr	10 ³ m
wet_tropo_cls	10 ³ m
ion_corr_doris_ku	10 ³ m
solid_earth_tide_ht	10 ³ m
hz18_lat[20]	10 mgraus
hz18_long[20]	10 mgraus

Fonte: LEGOS,2007.

Tabela 4.3 Parâmetros extraídos para o satélite ENVISAT.

Parâmetro	Unidade
dsr_time_day	dia juliano
dsr_time_sec	segundo
dsr_time_microsec	microsegundo
latitude	10 ⁶ graus
longitude	10 ⁶ graus
alt_cog_ellip	1Hz em 10 ³ m
hz18_diff_1hz_alt[20]	10 ³ m
hz18_ku_ice-1[20]	10 ³ m
hz18_ku_ice-2[20]	10 ³ m
mod_dry_tropo_corr	10 ³ m
wet_tropo_cls	10 ³ m
ion_corr_doris_ku	10 ³ m
solid_earth_tide_ht	10 ³ m
geocen_pole_tide_ht	10 ³ m
geoid_grace	10 ³ m
hz18_diff_1hz_lat[20]	10 mgraus
hz18_diff_1hz_long[20]	10 mgraus

Fonte: LEGOS,2007.

Tabela 4.4 Parâmetros extraídos para o satélite T/P.

Parâmetro	Unidade
jour58	dia em relação a 01/01/1958
minute	minuto
latitude	10 ⁶ graus
longitude	10 ⁶ graus
haut_nasa	10 ³ m
haut_alti_mesure	10 ³ m
sat_alt_hi_rate1	10 ³ m
sat_alt_hi_rate2	10 ³ m
sat_alt_hi_rate3	10 ³ m
sat_alt_hi_rate4	10 ³ m
sat_alt_hi_rate5	10 ³ m
sat_alt_hi_rate6	10 ³ m
sat_alt_hi_rate7	10 ³ m
sat_alt_hi_rate8	10 ³ m
sat_alt_hi_rate9	10 ³ m
sat_alt_hi_rate10	10 ³ m
h_alt_sme1	10 ³ m
h_alt_sme2	10 ³ m
h_alt_sme3	10 ³ m
h_alt_sme4	10 ³ m
h_alt_sme5	10 ³ m
h_alt_sme6	10 ³ m
h_alt_sme7	10 ³ m
h_alt_sme8	10 ³ m
h_alt_sme9	10 ³ m
h_alt_sme10	10 ³ m
wet_tropo_cls	10 ³ m
dry	10 ³ m
ionotp_dorlis	10 ³ m
haut_maree_polaire	10 ³ m
haut_maree_solide	10 ³ m
geoid_grace	10 ³ m

Fonte: LEGOS, 2007.

Através dos algoritmos disponíveis na base de dados do CTOH em linguagem C (*fonction_de_lecture_entete.c*, *fonction_de_lecture_data.c*, *lect_extraction.c* e *infolect.h*) desenvolveram-se os algoritmos *extraction_XXX.sh*, *tmp_param_val* e *profil4extra* (Figura 5.2), que permitiram extrair, sobre a zona de estudo considerada (latitudes e longitudes mínimas e máximas), os dados dos traços correspondentes aos respectivos satélites e aos períodos desejados, associados aos ciclos correspondentes às medidas altimétricas a um

segundo (1Hz). Os arquivos obtidos são arquivos binários, com um arquivo por ciclo, organizados por traço.

Para o satélite T/P, extraíram-se os traços 013 a 254, totalizando 24 traços, correspondendo aos ciclos 3 a 364, com um total de 361 ciclos, de 13/10/1992 a 01/08/2002, da antiga órbita T/P1, e escolheram-se os traços 013 a 254, totalizando 24 traços, correspondendo aos ciclos 370 a 481, totalizando 111 ciclos, de 30/09/2002 a 04/10/2005, para a nova órbita T/P2; para o satélite ENVISAT, extraíram-se os traços 005 a 994, totalizando 90 traços, correspondendo aos ciclos 9 a 75, totalizando 76 ciclos; para o satélite ERS-1 e 2, extraíram-se os traços 005 a 994, totalizando 90 traços, totalizando 130 ciclos de 11/07/1992 a 15/12/2002; e para o satélite GFO, avaliaram-se os traços 005 a 480, totalizando 44 traços, correspondendo aos ciclos 37 a 168, totalizando 101 ciclos.

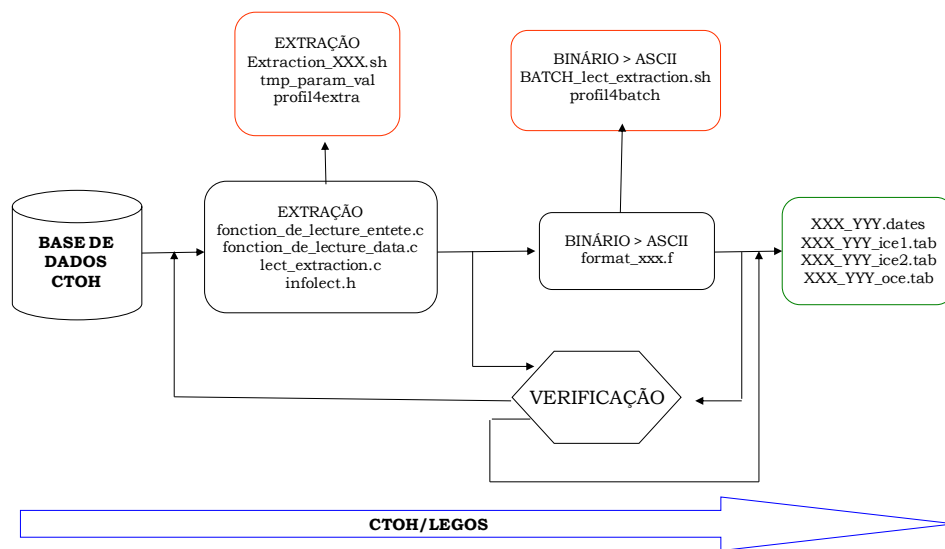


Figura 4.2 Tratamentos sucessivos aplicados às medidas extraídas da base de dados do CTOH, onde XXX é o satélite altimétrico e YYY é o traço do satélite.

4.1.2. TRATAMENTO DOS DADOS

4.1.2.1. ALTURA DO NÍVEL DE ÁGUA

Nesta etapa, foram efetuadas todas as operações necessárias para a determinação das alturas do nível de água em relação a uma superfície de referência, H , conforme a Figura 3.24. Como mostrado no Capítulo 3, a altura H é obtida por diferença entre a altura da órbita (a_s) e a distância altimétrica (ρ), assim como as operações de correção ambientais, geofísicas e instrumentais descritas no § 3.4.

As médias das medidas disponibilizadas em intervalos de tempo de 1 segundo apresentam uma grande contaminação por ecos parasitas, em particular para um pequeno plano de água. A passagem da medida de 1 segundo, ou seja, 1Hz, para as medidas elementares de 10 Hz, 18 Hz ou 20 Hz permite, portanto, eliminar os dados contaminados. Essas medidas são, então, redistribuídas em espaços geográficos de 580 metros para as

medidas de 10 Hz da missão T/P e de 350 metros para as medidas de 18Hz e 20Hz das missões ENVISAT e ERS-1 e 2. Ressalta-se que esse intervalo entre as medidas é inferior à faixa imageada, que corresponde a 1 ou 8 km, destacando que esse recobrimento espacial é importante entre as medidas sucessivas, pois conduz, dessa forma, a uma amostragem mais precisa dos planos de água observados. No entanto, somente os parâmetros correspondentes à altura da órbita e à altura altimétrica apresentam esse valor médio a 10 Hz, 18 Hz e 20Hz. Todos os demais parâmetros são fornecidos na forma de um valor médio a 1 Hz. Foi desenvolvido um algoritmo em Fortran 90, *format_xxx.f*, para cada satélite, que permite calcular a posição a 10 Hz, 18 Hz ou a 20Hz a partir da posição a 1Hz e da equação da órbita do satélite. As correções ambientais e geofísicas são supostas constantes sob a medida de 1 Hz e não são interpoladas. Finalizando, foram criados arquivos para as posições a 10 Hz, 18 Hz ou a 20Hz, segundo a missão, com data, latitude e longitude interpoladas e altura do nível de água para cada satélite e cada algoritmo de FO.

4.1.2.2. CORREÇÕES DO EFEITO DE AFASTAMENTO DO NADIR (OFF-NADIR)

O princípio do efeito de afastamento do nadir (*off-nadir*) é ilustrado pela Figura 4.3. A altura inicial do corpo de água é H_0 medida pelo altímetro em seu nadir no tempo t_0 . O valor obtido no tempo t_i é H_i ao computar a diferença entre a altitude geométrica do satélite a_i e a medida altimétrica ρ_i . A relação entre H_0 e H_i é dada pela Eq. 4.1:

Considerando-se que:

$$H_0 = a_0 - \rho_0; H_i = a_i - \rho_i; \delta a_i = \frac{\partial a}{\partial s} ds_i$$

$$a_0 = a_i + da_i \quad e \quad (\rho_0 - da_i)^2 + ds_i^2 = \rho_i^2$$

$$H_i = a_0 - da_i - \rho_0 \sqrt{\left(1 - \frac{da_i}{\rho_0}\right)^2 + \frac{ds_i^2}{\rho_0^2}}$$

$$H_i = a_0 - da_i - \rho_0 \left(1 - \frac{da_i^2}{2\rho_0^2} - \frac{da_i}{\rho_0} + \frac{ds_i^2}{2\rho_0^2}\right)$$

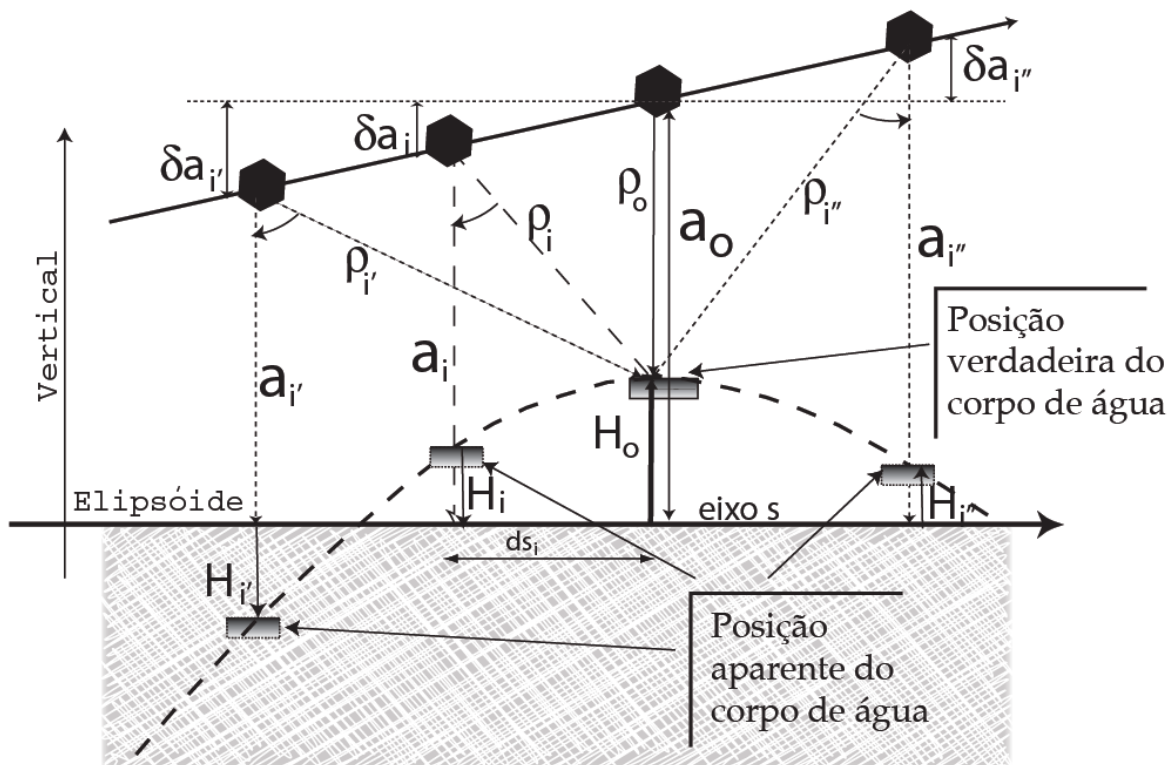
$$H_i = a_0 - \rho_0 - \left(\frac{da_i^2}{2\rho_0} + \frac{ds_i^2}{2\rho_0}\right)$$

usando $da_i = \frac{\partial a}{\partial s} ds_i$ obtém-se:

$$H_i = H_0 - ds_i^2 \left[\frac{1}{2\rho_0} \right] \left(1 + \left(\frac{\partial a}{\partial s} \right)^2 \right) \quad (Eq. 4.1)$$

resultando numa relação quadrática entre H_0 e ds_i , onde s é a abscissa ao longo do traço, ds_i é a distância entre as posições i e 0 ao longo do eixo e $\frac{\partial a}{\partial s}$ é a taxa de variação altitude geométrica do satélite entre as posições nos tempos t_i e t_0 .

O efeito de afastamento do nadir (*off-nadir*) pode ser linearizado através do polinômio de segunda ordem dos valores sucessivos das alturas H_i , onde os termos quadráticos correspondem à medida oblíqua, e o termo linear, à mudança na altitude geométrica do satélite. Como ao longo de alguns quilômetros a órbita do radar altimétrico pode ser considerada circular, as mudanças na altitude geométrica do satélite serão modeladas a uma taxa constante $\frac{\partial a}{\partial s}$.



Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 4.3 Representação esquemática do efeito de afastamento do nadir (*off-nadir*).

4.1.3. ELABORAÇÃO DAS ESTAÇÕES VIRTUAIS

Cada interseção de um traço do satélite altimétrico com superfície reflexiva do plano de água consiste numa estação virtual, sendo potencialmente possível obter uma série temporal da altura do nível da água. Diversos fatores podem afetar, *a priori*, a medida altimétrica, dificultando a seleção dos dados e conseqüentemente a criação de estações virtuais:

- o altímetro é perturbado por contrastes topográficos no interior da faixa imageada (*i.e.*, margens do rio, ilhas, vegetação ciliar), que são incorporados ao eco refletido, modificando a medida altimétrica;

- quando da passagem brusca de um meio pouco reflexivo (*i.e.*, uma planície) para um meio muito reflexivo (*i.e.*, um rio), a superfície reflexiva da água domina a energia recebida pelo satélite, visto que o instrumento de cálculo instalado a bordo do altímetro efetua um tratamento do pico de energia refletido pela superfície imageada, de modo que o eco refletido ocupe ao máximo a janela de registro, produzindo, conseqüentemente, uma distorção geométrica da medida altimétrica.

Buscando uma alternativa para solucionar tais problemas, no contexto do projeto no qual se insere esta tese, foi desenvolvida e testada uma metodologia manual para criação das estações virtuais pela seleção dos dados correspondentes ao cruzamento do plano de água, adaptadas às variações no tempo e no espaço, permitindo uma seleção tridimensional dos dados em um espaço superfície-profundidade através do programa VALS (*Virtual Altimetry Station*). A criação da estação virtual, através do VALS, obedece aos seguintes passos:

- 1ª. Etapa – Os dados altimétricos são plotados juntamente com uma imagem, em segundo plano, em uma janela georeferenciada, para identificação do corpo de água. Uma seleção inicial dos dados é executada através de um polígono delimitado pelas latitudes e longitudes mínimas e máximas;
- 2ª. Etapa – Os dados selecionados na primeira etapa são, então, visualizados em uma segunda janela, mostrando o perfil hidrológico altimétrico ao longo do traço (*i.e.*, gráfico altura do nível da água vs posição), onde cada linha corresponde a uma passagem do satélite. Essa configuração permite refinar a seleção dos dados excluindo as medidas indesejáveis;
- 3ª. Etapa – Na última etapa, a informação disponível, para cada passagem do satélite, permite estimar as séries temporais de altura do nível da água, calculando-se a média e a mediana para cada ciclo. Os dados selecionados para a série temporal podem ser visualizados na janela dos dados georeferenciados.

4.1.4. SÉRIES TEMPORAIS DE ALTURA DE ÁGUA

Devido ao baixo número de medidas e a grande probabilidade de pontos falsos, ligados à contaminação do sinal por ecos parasitas (*i.e.*, margens do rio, ilhas, vegetação ciliar), a mediana mostrou-se uma medida estatística mais representativa do que a média para definição da altura de água a cada passagem do satélite. Frappart *et al.* (2006a) obtiveram uma conclusão similar. Portanto, no contexto deste estudo, foram utilizadas somente as medianas para elaboração das séries temporais de altura do nível da água,

associando-se uma dispersão à mediana, de forma a caracterizar a qualidade e confiabilidade dos resultados obtidos. Tal dispersão foi calculada pelo desvio absoluto da mediana (Eq. 4.2).

$$DAM(H) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N |H_i - H_{med}| \quad (Eq. 4.2)$$

onde N é número de observações, H_i é a i ésima observação, e H_{med} é a mediana.

Ressalta-se que as medidas estatísticas média e mediana servem como indicadores qualitativos da presença de pontos falsos (*outliers*). Quando a série de dados é bem selecionada, a média e mediana apresentam valores próximos. As incertezas são associadas aos valores absolutos da média e mediana dentro da série de dados usada. Entretanto, em alguns casos, somente um ponto foi selecionado, impedindo a estimativa das dispersões.

Adicionalmente, as alturas elipsoidais do nível da água das séries temporais foram convertidas em alturas geóidais (*i.e.*, altitude), bem como as séries provenientes das estações fluviométricas *in situ*, fornecidas pelo ANA e HyBAM, empregando-se, em ambos os casos, o modelo de ondulação geoidal GGM02 desenvolvido por Tapley *et al.* (2004).

4.1.5. VALIDAÇÃO DA METODOLOGIA PARA ELABORAÇÃO DAS ESTAÇÕES VIRTUAIS

A validação da metodologia desenvolvida e testada no âmbito desta tese para elaboração de estações virtuais foi efetuada por estudos comparativos sendo compartilhada com trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores, a saber: Roux *et al.* (2010) e Seyler *et al.* (2008).

Três métodos de elaboração de estações virtuais foram comparados em Roux *et al.* (2010): 1) o método manual desenvolvido nesta tese, definido pelos autores como MANU; 2) um método semi-automático baseado numa caracterização da ocupação do solo que permite localizar os rios, utilizando uma máscara proveniente do mosaico de imagens JERS-1 SAR, definido pelos autores como AUTOJERS e 3) um método completamente automático explorando a utilização de um MDT proveniente da missão SRTM e uma estimativa da largura do rio através de redes de drenagens elaboradas no GRASS GIS, definido pelos autores como AUTOSRTM. Seis aspectos foram analisados, a saber: número e local das estações virtuais; forma e complexidade das escolhas geográficas em função do método; número de pontos selecionados em cada ciclo; altura do nível de água medido e dispersão dessa medida definida pelo desvio absoluto da mediana.

Em Seyler *et al.* (2008), o método de elaboração das estações virtuais desenvolvido neste estudo também foi comparado com o método semi-automático AUTOJERS, descrito em Roux *et al.* (2010) utilizando uma máscara de três classes provenientes do mosaico de

imagens JERS-1 SAR, no período de cheia, a saber: água livre, vegetação de terra firme e vegetação inundada, sendo a classe água livre utilizada para extração das estações virtuais.

4.2. VALIDAÇÃO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS

Inicialmente, cabe ressaltar, mais uma vez, o objetivo fundamental desta tese: estudar a variabilidade espaço-temporal dos processos hídricos nas zonas úmidas, no âmbito da bacia Amazônica, através de dados altimétricos. Para corroborar a hipótese de que a qualidade de tais dados é suficiente para as análises pertinentes, estudos de validação foram conduzidos e publicados em Silva *et al.* (*in press* 2010 e em revisão 2010), sendo compartilhados com trabalhos desenvolvidos em Seyler *et al.* (2008, 2009a e 2009b).

Diferentes produtos e missões altimétricas foram testados nos estudos conduzidos para essas validações. O satélite T/P finalizou, oficialmente, suas medições em 2006, não oferecendo continuidade, pois o satélite Jason-1 apresenta problemas de perda de ancoragem em domínios continentais. Poucos traços do satélite GFO estão disponíveis para a região Amazônica, inviabilizando seu uso. A família ERS-ENVISAT é a única que, potencialmente, oferece uma série cronológica de dados a partir de 1991; no entanto, os dados do satélite ERS-1 não apresentaram bons resultados na área de estudo deste trabalho. Conseqüentemente, os satélites utilizados para os estudos de validação foram ERS-2 e ENVISAT. As medidas do satélite ENVISAT efetuadas pelos algoritmos *Ocean* e *Sea Ice*, também não apresentaram bons resultados nas áreas de estudo, confirmando as análises efetuadas por Frappart *et al.* (2006a) no emprego desses algoritmos em hidrossistemas continentais, sobretudo na região Amazônica. Finalmente, foram utilizadas as medidas provenientes dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* (ENVISAT) e *Ice-2* (ERS-2) para as validações pertinentes.

4.2.1. SÉRIES TEMPORAIS ALTIMÉTRICAS

4.2.1.1. VALIDAÇÃO INTERNA NOS PONTOS DE CRUZAMENTO

Os cruzamentos dos traços dos satélites sob um mesmo plano de água são importantes oportunidades para validar a qualidade dos dados altimétricos, visto que as medidas são adquiridas de forma autônoma e independente.

O tempo de revisita foi calculado pelas equações Eq. 4.3 e Eq. 4.4:

$$\Delta t_m = \frac{\text{MIN}[(N_1 - N_2), (N_T - (N_1 - N_2))]}{N_T} * R_s \quad (\text{Eq. 4.3})$$

$$\Delta t_M = \frac{\text{MAX}[(N_1 - N_2), (N_T - (N_1 - N_2))]}{N_T} * R_s \quad (\text{Eq. 4.4})$$

onde ΔT_m é o tempo de revisita com pequeno intervalo de tempo, ΔT_M é o tempo de revisita com grande intervalo de tempo, N_1 e N_2 são os números dos traços dos satélites, N_T é igual ao total de traços do satélite e R_s é o tempo de revisita total do satélite, que depende dos parâmetros orbitais. Para os satélites ERS-2 e ENVISAT N_T é igual a 1002 e R_s é igual a 35 dias.

Nos casos onde o tempo de revisita é longo, não é possível uma comparação direta da medida altimétrica, assim, a qualidade das séries temporais foi avaliada comparando-se a amplitude do sinal entre as duas séries temporais utilizando-se a Eq. 5.5:

$$\varepsilon = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{(\sigma_1 + \sigma_2)} * 100 \quad (\text{Eq. 4.5})$$

onde σ_1 e σ_2 são os desvios padrões das séries temporais.

4.2.1.2. VALIDAÇÃO EXTERNA COMPARAÇÃO DIRETA COM ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

Para comparações diretas das medidas altimétricas com estações fluviométricas a seleção dos dados foi executada separadamente e regressões lineares foram computadas independentemente para os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* (ENVISAT) e *Ice-2* (ERS-2). As regressões foram interpretadas de forma diferenciada conforme a localização das estações fluviométricas.

Para tal, considerou-se que a estação fluviométrica localiza-se abaixo do traço do satélite, quando se encontra a menos de 2 km do mesmo, compreendida no interior da faixa imageada pelo radar altimétrico sobre uma superfície plana e longe do traço do satélite, quando se localiza entre 2 e 30 km, considerando-se que nenhuma mudança hidrológica seja evidenciada entre o traço do satélite e a posição da estação fluviométrica.

4.3. APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS EM RIOS

4.3.1. NIVELAMENTO DE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS COM DADOS ALTIMÉTRICOS

Para o nivelamento das estações fluviométricas com as medidas altimétricas foram executadas regressões lineares, computadas independentemente para os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* (ENVISAT) e *Ice-2* (ERS-2). A seleção dos dados foi executada separadamente e as

regressões foram interpretadas de forma diferenciada conforme a localização das estações fluviométricas. O coeficiente angular da regressão fornece o fator de escala entre a amplitude de ambas as séries temporais sendo usado como um parâmetro para nivelar a estação fluviométrica quando localizadas abaixo do traço do satélite.

4.3.2. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS ENTRE DOIS TRAÇOS DO SATÉLITE – NIVELAMENTO NULL-SLOPE

As relações fundamentais da hidrologia estabelecem, *a priori*, que a altura da superfície da água a montante do rio seja sempre mais elevada do que a jusante do rio. Praticamente, é quase impossível usar esta regra simples para verificar a consistência hidrodinâmica de pares de séries temporais altimétricas, visto que traços diferentes são pouco prováveis de cruzar o rio nas mesmas datas. Entretanto, quando dois traços do radar altimétrico formam estações virtuais que enquadram uma estação fluviométrica, pode se verificar essa consistência hidrodinâmica. O princípio do teste é intercalar o melhor possível a série temporal da estação *in situ* entre as séries temporais altimétricas, a montante, e, a jusante, cujas alturas foram convertidas em altitude. Uma vez, assim realizado, o nivelamento da estação *in situ*, nenhum ponto da série temporal altimétrica a montante, deverá ser mais baixo que um ponto da série temporal da estação *in situ*, na mesma data, e da mesma forma, os pontos da série temporal altimétrica a jusante não poderão ser superiores aos pontos da série temporal *in situ*, no mesmo dia. Denominou-se esse método de nivelamento de declividade nula (*null-slope*), pois, na realidade, testou-se que no mínimo, a declividade entre uma série altimétrica e a série *in situ* nivelada deve ser nula e nunca se inverter. Foram utilizadas medidas altimétricas dos satélites ENVISAT e ERS-2, provenientes dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, no entanto para as regressões lineares e os cálculos das declividades aplicaram-se somente os dados do satélite ENVISAT para apresentarem menos ruídos que os do satélite ERS-2.

4.4. APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS EM ZONAS ÚMIDAS

4.4.1. ACOPLAMENTO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS COM IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO

4.4.1.1. TRATAMENTOS DAS IMAGENS MODIS

4.4.1.1.1. PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS

A metodologia adotada partiu da extração, junto ao *Land Processes Distributed Active Archive Center* LPDAAC do sistema de informações e dados do projeto EOS-NASA, das treze bandas de imagens digitais do produto MOD09A1 para a bacia Amazônica. Essas imagens foram obtidas pelo sensor MODIS para os anos de 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007 e 2008 fornecidas originalmente na projeção (*integerized sinusoidal* ISIN) e no formato de dados hierárquico HDF (*hierarchical data format*), sendo acompanhadas com arquivos textos contendo as informações necessárias para seu geo-referenciamento (Tabela 4.5). As imagens MODIS MOD09A1 apresentam uma resolução espacial de 500 m, que é compatível com a bacia de estudo.

Tabela 4.5 Características das imagens MOD09A1 do sensor MODIS.

Bandas	Tipo	Unidade	Tido de dados
Banda 1 (620-670 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 2 (841-876 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 3 (459-479 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 4 (545-565 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 5 (1230-1250 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 6 (1628-1652 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 7 (2105-2155 nm)	Reflectância	adimensional	Inteiro 16bits
Banda 8	Variáveis de controle para 500 m	Campo binário	Inteiro 32bits
Banda 9	Zênite solar	Grau	Inteiro 16bits
Banda 10	Ângulo zenital	Grau	Inteiro 16bits
Banda 11	Azimute relativo	Grau	Inteiro 16bits
Banda 12	Variáveis de estado para 500 m	Campo binário	Inteiro 16bits
Banda 13	Dia do ano	Dia juliano	Inteiro 16bits

Na fase de processamento digital da imagem, operações como visualização de bandas individuais, composição colorida, registro e recorte da imagem são utilizadas, procurando-se extrair o máximo de informações da imagem digital. No caso particular desta pesquisa, não foi feita a correção atmosférica, pois as imagens MODIS já apresentam uma correção atmosférica aplicada a todos os píxeis sem nuvem, que passam pelo controle de qualidade de nível 1B, para minimizar os impactos de absorção de gases moléculas e aerossóis dispersados na atmosfera (Vermote *et al.*, 1997 e 2002).

O registro (ou correção geométrica, ou ainda geo-referenciamento) de uma imagem compreende uma transformação geométrica que relaciona as coordenadas espaciais da imagem com coordenadas de um sistema de referência. Esse sistema de referência é, em última instância, o sistema de coordenadas planas de certa projeção cartográfica. Como qualquer projeção cartográfica guarda um vínculo bem definido com um sistema de

coordenadas geográficas, pode-se dizer, então, que o registro estabelece uma relação entre coordenadas da imagem e coordenadas geográficas. Com a correção geométrica, cada píxel da imagem passa a ter coordenada referida a um sistema geodésico, resultado de uma reorganização das células em relação a um determinado sistema de projeção cartográfica.

Para a realização do registro, são utilizados pontos de controle que podem ser extraídos de outras imagens digitais geo-referenciadas da mesma área, cartas topográficas analógicas, de mapas digitalizados (*i.e.*, imagem matricial), ou ainda, obtidos com uso de GPS. Através desses pontos, é determinada uma transformação matemática, que pode ser uma expressão polinomial de 1ª ou 2ª ordem, pela qual é possível corrigir a geometria da imagem. A qualidade da correção geométrica aplicada na imagem dependerá da precisão do número de pontos de controle utilizados, da qualidade, identificação e distribuição espacial dos mesmos, e da resolução espacial da imagem. Após o cálculo da nova posição do píxel por essa expressão polinomial, o valor do nível de cinza do novo píxel é determinado através do processo de re-amostragem ou interpolação.

Para o registro das imagens trabalhadas, foi adotado o método do vizinho mais próximo, onde o novo valor de nível de cinza do píxel será igual ao nível de cinza do píxel situado a menor distância desses píxel. Nesse método, o valor do nível de cinza atribuído ao píxel da nova imagem é extraído do valor do píxel da imagem original que estiver mais próximo às coordenadas matriciais determinadas através das equações polinomiais obtidas em função dos pontos de controle. Esse método tem como vantagens, a rapidez computacional e a preservação do valor original do nível de cinza, uma vez que não envolve qualquer ponderação a partir dos píxeis vizinhos.

As imagens tiveram seu cabeçalho novamente editado, com as informações contidas nos arquivos textos, para elaboração do geo-referenciamento (registro), sendo utilizado, para este objetivo, o programa *MODIS Reprojection Tool* (MODIS Tool, 2005). As informações fornecidas incluem arquivo da imagem original com bandas a serem utilizadas, incluindo: reflectâncias das bandas de 1 a 7, variáveis de controle de qualidade para 500m da banda 8 e variáveis de estado para 500m da banda 12; nome do arquivo de saída; formato do arquivo de saída; algoritmo para registro da imagem; sistema de projeção (*i.e.*, coordenadas geográficas latitude e longitude) e o *datum* WGS84 (*World Geodetic System 1984*). Essas imagens foram salvas no formato GeoTIFF. Em seguida, foi gerado um arquivo reorganizando todas as bandas na seqüência supracitada, utilizando-se o programa ENVI 4.2 (ENVI, 2005).

Posteriormente, foram gerados mosaicos das bandas relacionados à área de interesse, realizados pelo programa ENVI 4.2 para o conjunto de imagens de 8 dias, totalizando 46 mosaicos por ano. Esse procedimento tem por objetivo unir as imagens registradas em um único arquivo digital, sendo em seguida, realizadas a identificação e localização da área de estudo. Nessa etapa, foi feita uma avaliação das variadas formas de composições das bandas espectrais. No caso das imagens MODIS MOD09A1, que possui bandas espectrais coincidentes com os comprimentos de onda da radiação visível e

infravermelho, a combinação das bandas 1, 2 e 3, associadas às cores vermelha, verde e azul, respectivamente, apresenta um colorido real, pois equivale às cores percebidas pelo olho humano, servindo como ponto de partida para uma primeira análise visual das diversas formas de ocupação do solo da bacia hidrográfica.

Com a finalidade de destacar as áreas de estudos, foi realizado um recorte nos mosaicos. Os recortes dos mosaicos foram feitos de forma a abranger espaços geográficos a serem analisados, gerando uma nova imagem.

4.4.1.1.2. CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS

Após a criação dos mosaicos, as imagens passaram pelo processo de classificação multi-espectral. A classificação foi realizada nos recortes dos mosaicos gerados a partir das imagens MODIS MOD09A1 disponíveis da região de estudo. Foram definidas quatro classes distintas: água livre (regiões totalmente inundáveis), vegetação inundável (regiões temporariamente inundáveis), vegetação não inundável (regiões cobertas de vegetação sem inundação) e regiões de solo exposto.

Para delimitação das superfícies inundadas deste trabalho, foram desenvolvidos algoritmos em IDL linguagem do programa ENVI, baseados nos trabalhos de McFeeters (1996) e Sakamoto *et al.* (2007), realizada em 3 grandes fases: composição das bandas derivadas do cálculo do índice de vegetação de diferença normalizada – NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) e o índice de vegetação ajustado – EVI (*Enhanced Vegetation Index*); comparação desses índices para identificação e separação das diversas classes; e geração das imagens classificadas.

4.4.1.1.3. COMPOSIÇÃO DAS BANDAS DERIVADAS DO CÁLCULO DOS ÍNDICES NDVI E EVI.

De acordo com Novo (1998), os estados físicos da água influenciam de modo fundamental no seu comportamento espectral, que é função do comprimento de onda da radiação. Para a água limpa, a energia refletida é significativa somente no visível, sendo muito pequena no infravermelho próximo e infravermelho médio. No entanto, na natureza, os corpos de água apresentam materiais orgânicos, alguns deles em suspensão, bem como concentração de clorofila que geram espalhamento e absorção, alterando significativamente a resposta espectral da água. Nesse caso, a análise de uma só banda no infravermelho próximo não é suficiente para detectar os píxeis com água (Puech, 1994), sendo necessário utilizar uma combinação de bandas. A diferença entre as bandas na região do infravermelho (em torno de 0,8 a 0,9 μm) e as bandas nas regiões do visível (em torno de 0,4 a 0,7 μm) é negativa e mínima para água livre. A reflectância na região do infravermelho próximo é sempre inferior àquela na região do visível e positiva e forte para as demais feições (*i.e.*,

vegetação e solo exposto). Este é o princípio em que se baseiam os diversos índices, que combinam a informação espectral nessas duas regiões do espectro eletromagnético.

Nesse sentido, foram utilizados, portanto, os índices NDVI (McFeeters, 1996) e EVI (Sakamoto *et al.*, 2007), para a identificação das superfícies inundáveis, calculados através das expressões:

$$NDVI = (NIR-RED)/(NIR+RED) \quad (\text{Eq. 4.6})$$

onde *NIR* é a energia refletida na região do infravermelho próximo, e *RED* é a energia refletida na região do vermelho do espectro eletromagnético, enquanto

$$EVI = 2.5*[NIR-RED]/[NIR+6.RED+7.5.B + 1] \quad (\text{Eq. 4.7})$$

em que *NIR* é a energia refletida na região do infravermelho próximo, *RED* é a energia refletida na região do vermelho, e *B* é a energia refletida na região azul do espectro eletromagnético.

4.4.1.1.4. COMPARAÇÃO DOS ÍNDICES NDVI E EVI PARA CLASSIFICAÇÃO DAS IMAGENS

O processo de classificação digital transforma um grande número de níveis de cinza em um reduzido número de classes representadas em uma única imagem. Esse processo consiste em associar cada pixel de uma imagem a uma classe de acordo com o valor numérico do nível de cinza do pixel, valor este que é definido pela refletância dos materiais que o compõem. Baseado nos histogramas construídos a partir das bandas provenientes dos índices NDVI e EVI fixou-se os parâmetros para a classificação. Esses parâmetros foram ajustados empiricamente, tomando como referência as zonas totalmente inundáveis, com água livre, pré-conhecidas e supostas invariáveis no tempo. Esse método apresenta a vantagem de ser facilmente reproduzido e aberto à possibilidade de um monitoramento temporal. Os parâmetros estabelecidos foram:

Classe 1 – água livre (regiões totalmente inundáveis) $NIR < 1500$;

Classe 2 – vegetação inundável $0,1 < EVI < 0,3$ e $1500 < NIR < 2700$;

Classe 3 – vegetação não inundável $NDVI > 0,5$;

Classe 4 – solo exposto $NDVI < 0,5$ e $NIR > 2700$

onde NIR é a energia refletida na região do infravermelho próximo, NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada e EVI é o índice de vegetação ajustado.

Nesse processo, cada parâmetro e, portanto, cada função discriminante refere-se a uma classe conhecida e presente na cena. Esse procedimento indica que, durante o processo de classificação, cada pixel é associado inteiramente a uma classe.

4.4.1.1.5. GERAÇÃO DAS IMAGENS CLASSIFICADAS

A classificação foi realizada buscando uma melhor visualização das informações obtidas após a criação dos mosaicos, gerando uma imagem classificada que representa um mapa temático. Os mapas temáticos resultantes foram: superfície inundada e evolução da superfície inundada ao longo do traço do satélite altimétrico pré-selecionado. Adicionalmente, foram calculadas as séries temporais de variação da superfície para cada classe.

Uma imagem com os pixels que apresentam nuvens também foi gerada. Uma variável de decisão foi criada para os valores das variáveis de estado provenientes da banda 12, que representam as condições em que as imagens foram adquiridas, atribuindo-se os valores 0 para os valores que são coletados nas condições perfeitas e 1 para aqueles que apresentam problemas. Esse é o início de um trabalho para se criar um filtro para os pixels afetados pela presença de nuvens, pois, para a região Amazônica, esse é um problema constante relacionado com os sensores passivos. Essas imagens foram eliminadas das séries temporais de variação da superfície de cada classe.

4.4.1.1.6. SAZONALIDADE DO VOLUME ESTOCADO

Para o cálculo da superfície total inundada, utilizou-se a soma das superfícies extraídas das imagens MODIS MOD09A1 das classes classes água livre e vegetação inundada, como datas similares, através da Eq. 4.8:

$$S = S_{AL} + S_{VI} \quad (Eq. 4.8)$$

onde S é a superfície total inundada, S_{AL} é a superfície da classe água livre e S_{VI} é a superfície da classe vegetação inundada.

Cada superfície extraída das imagens MODIS MOD09A1, para as classes água livre, vegetação inundada, vegetação não inundada, bem como a superfície total inundada, resultante da Eq. 4.8, foi relacionada aos níveis de água altimétricos aplicando-se um modelo de co-relação. As séries temporais altimétricas utilizadas foram elaboradas com os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, dos satélites ENVISAT e ERS-2, respectivamente, para o período de 1995 a 2008. No modelo de co-relação utilizou-se a superfície da semana relativa à data da

passagem do satélite, acoplando-se o valor do nível de água altimétrico, obtendo-se uma curva de calibragem superfície–nível de água altimétrico de segunda ordem.

Através desse modelo, foi possível calcular as superfícies inundadas para cada classe e também as superfícies totais inundadas, durante o período de 1995 a 2008, conhecendo-se assim a sazonalidade do volume de água estocado nas zonas úmidas ao longo do ciclo hidrológico anual. Para o cálculo do volume considerou-se a Eq. 4.9:

$$V = S * H - H_{min} \quad (Eq. 4.9)$$

onde V é o volume de água armazenado, S é a superfície total inundada dada pelo modelo, H é o nível de água medido pelo satélite altimétrico e H_{min} é o nível de água mínima da série temporal altimétrica.

É importante salientar que foi adotada a hipótese de que o escoamento é desprezível no interior das zonas inundáveis, resultando em altitudes estacionárias, ou seja, o mesmo valor é atribuído para toda a superfície inundada. Essa observação é relevante na medida que, em vista da disponibilidade de dados para essas zonas serem provenientes de satélites, não se dispunha de dados *in situ* para uma perfeita sincronização espacial da variação de altura de água (*i.e.*, batimetria das zonas inundáveis, estações fluviométricas em diversos pontos).

4.4.2. VARIAÇÕES ESPAÇO-TEMPORAIS DE NÍVEIS DE ÁGUAS EM ZONAS ÚMIDAS

Partindo-se de séries temporais altimétricas elaboradas ao longo do traço do satélite, foram analisadas as variações temporais em diversos corpos de água medidos pelo radar altimétrico, bem como os regimes hidrológicos e suas características de sazonalidade. As análises espaciais entre diversos corpos de água foram elaboradas de montante a jusante, ao longo do traço do satélite, através de perfis hidrológicos, elaborados com os valores dos níveis de água máximos e mínimos de cada série temporal altimétrica.

4.5. BASE DE DADOS

4.5.1. DADOS ALTIMÉTRICOS

Foram utilizados os algoritmos *Ocean*, para as missões T/P, ERS-1, ERS-2 e GFO e *Ocean*, *Ice-1*, *Ice-2* e *SeaIce* para a missão ENVISAT, obtidos entre as coordenadas geográficas 90°W a 40°W e 13°N a 21°S. O processamento dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, para a missão T/P, foi realizado pelo projeto CASH (CASH, 2010), enquanto o processamento do

algoritmo *Ice-2*, para as missões ERS 2, foi implementado pelo projeto OSCAR (Legresy, 1995), sendo os mesmos utilizados nesta pesquisa.

4.5.2. DADOS FLUVIOMÉTRICOS

O inventário das estações fluviométricas de interesse para este estudo, distribuídas ao longo da bacia Amazônica, foi obtido através do banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA) e do *Observatoire de Recherche en Environnement – Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazonie* (ORE HYBAM). Segundo a classificação da Agência Nacional de Águas, a bacia Amazônica é denominada bacia 1 (rio Amazonas).

4.5.3. IMAGENS

Para o presente estudo, foram utilizadas imagens do sistema ativo SAR do satélite JERS-1 e passivo do sensor MODIS.

4.5.3.1. IMAGENS JERS-1 SAR

O *Japan Earth Resources Satellite-1* (JERS-1) é um satélite de observação terrestre avançado, cujas principais características constam na Tabela 4.6. Foi lançado em 1992 pela *National Space Development Agency of Japan* (NASDA) e deixou de operar em 1998: tinha, a bordo, um radar de abertura sintética (SAR) e um sistema ótico (OPS), que operava na banda L do espectro eletromagnético, com comprimento de onda da ordem de 23,5 cm e polarização horizontal. Os sinais nessa banda possuem a vantagem de serem sensíveis tanto à água livre como às águas cobertas pela vegetação, sendo utilizadas para estudos ligados à área ambiental especialmente no mapeamento de áreas inundáveis (Chapman *et al.*, 2002; Freeman *et al.*, 2002).


O sensor SAR apresentava as seguintes características:

- frequência e polarização 1.275 GHz (banda L) HH;
- comprimento de onda 23,5 cm;
- ângulo de visada 35°;
- resolução espacial 90 m; e
- faixa imageada 75 km.

O *Global Rain Forest Mapping* (GRFM) trata-se de um projeto internacional desenvolvido pela *National Space Development Agency of Japan / Earth Observation Research Center* (NASDA/EORC) com a colaboração dos seguintes órgãos internacionais: *Jet Propulsion Laboratory* (JPL), *Space Applications Institute of the Joint Research Centre of the*

European Commission (JRC/SAI), Alaska SAR Facility (ASF), Earth Remote Sensing Data Analysis Center of Japan (ERSDAC) e Remote Sensing Technology Center of Japan (RESTEC). O projeto contou também com significativa participação da University of California Santa Barbara (UCSB), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). O GRFM para a América do Sul teve como principal objetivo a cobertura global da Amazônia por mosaico de imagens do satélite em dois (2) períodos significativos na Amazônia: período da vazante (setembro-novembro de 1995) e período da cheia (maio-junho de 1996). Compreende também estudos intensivos, em áreas selecionadas, para mapeamento fino de uso do solo (Rosenqvist *et al.*, 2000) e a elaboração de mapas temáticos em nível continental. Os dados adquiridos da Amazônia pelo GRFM na América Sul foram processados, na maior parte, pela ASF em Fairbanks, Alaska. Entretanto, a maioria de dados do JERS-1 para as outras áreas incluídas no projeto de GRFM (*i.e.* América Central e Pantanal, África Equatorial, Sudeste da Ásia e Austrália) foram processados pela NASDA no Japão. Dos dados gerados, foram produzidos mosaicos de toda a América do Sul, cada imagem engloba 5 graus de latitude por 5, graus de longitude, com resolução espacial de 100m que foram selecionadas para geração dos mosaicos da área de estudo (Siqueira, 2000).

Tabela 4.6 Principais características do satélite JERS-1.

JERS-1	
Missão	
Vocação	Estudos ambientais
Disponibilidade dos dados	11/02/1992 11/10/1998
Situação Atual	Inativo
Órbita	Sol-síncrona
Altitude	568km
Inclinação	97,7°
Tempo de duração da órbita	96 min
Período de Revisita	44 dias

Fonte: Chapman *et al.* (2002) e Freeman *et al.* (2002).

4.5.3.2. IMAGENS MODIS

O lançamento do satélite TERRA (EOS AM1), em 1999, marcou uma nova era do monitoramento da atmosfera, oceanos e continentes da Terra, fornecendo observações globais e esclarecimentos científicos da mudança da cobertura do solo, produtividade global, variação e mudança do clima, riscos naturais e o ozônio da atmosfera. Suas principais características constam na Tabela 4.7.

Tabela 4.7 Principais características do satélite TERRA.

TERRA	
Missão	
Vocação	Monitoramento da atmosfera, oceanos e continentes da Terra
Disponibilidade dos dados	24/02/2000 Atualmente
Órbita	Sol-síncrona
Altitude	705km
Inclinação	98,2°
Tempo de duração da órbita	98,88 min
Velocidade o solo	6,7 km/s
Distância entre órbitas adjacentes	172Km
Ciclo de recorrência	16 dias (233 órbitas)

Fonte: NASA, 2007d.

O satélite TERRA ilustrado na Figura 4.4, apresenta os seguintes instrumentos: *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection radiometer* (ASTER), *Multiangl e Imaging SpectroRadiometer* (MISR), *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) e *Measurements Of Pollution In The Troposphere* (MOPITT). As aplicações dos cinco instrumentos do satélite TERRA constam na Tabela 4.8.



Fonte: NASA, 2007d.

Figura 4.4 Satélite TERRA.

Tabela 4.8 Principais aplicações dos sensores do satélite TERRA.

Disciplina	Aplicação	Instrumentos EOSAM1
Atmosfera	Propriedades das nuvens	MODIS, MISR, ASTER
	Fluxo de Energia e Radiação	CERES, MODIS, MISR
	Precipitação	
	Química da Troposfera	MOPITT
	Química da Estratosfera	
	Propriedades dos Aerossóis	MISR, MODIS
	Temperatura da Atmosfera	MODIS
	Umidade da Atmosfera	MODIS
	Relâmpago	
Solo	Cobertura da terra e Uso da Mudança da Terra	MODIS, MISR, ASTER
	Dinâmica da Vegetação	MODIS, MISR, ASTER
	Temperatura da Superfície	MODIS, ASTER
	Ocorrência de Incêndios	MODIS, ASTER
	Efeitos Vulcânicos	MODIS, MISR, ASTER
	Umidade da Superfície	
Oceano	Temperatura da Superfície	MODIS
	Fito plâncton e Material Orgânico Dissolvido	MODIS, MISR
	Ventos (na superfície)	
	Topografia da Superfície do Oceano	
Criosfera	Mudança do Gelo na terra	ASTER
	Gelo do mar	MODIS, ASTER
	Cobertura de Neve	MODIS, ASTER

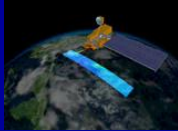
Fonte: NASA, 2007d.

O sensor MODIS é um dos cinco instrumentos do satélite TERRA. Suas principais características constam na Tabela 4.9. O sensor MODIS visualiza toda a superfície da Terra a cada 12 dias, com uma varredura de 2.330 km (*swath*), adquirindo dados em 36 bandas espectrais distintas (Running *et al.*, 1994; Justice *et al.*, 2002). Essa característica espectral do sensor MODIS supera uma das limitações dos sensores remotos precedentes, de resolução espacial moderada e alta resolução temporal, como o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Conseqüentemente, o sensor MODIS rastreia um amplo conjunto de sinais vitais da Terra melhor do que qualquer outro sensor no satélite TERRA (Vermote *et al.*, 1997). As principais características do sensor MODIS são listadas na Tabela 4.10.

Foram adquiridas imagens do produto MODIS MOD09A1 (Tabela 4.11) e imagens do produto MODIS MOD13A1 (Tabela 4.12) para os anos de 2001, 2002, 2003, 2004, 2005,

2006, 2007 e 2008. Esse processo de composição é gerado a partir de várias imagens adquiridas em um período de 8 e 16 dias e seleciona o melhor pixel da imagem para compor os produtos, minimizando eventuais distorções espaciais e ruídos radiométricos (Vermote e Vermeulen, 1999). As imagens MODIS são fornecidas pela *Earth Observing System* da NASA (EOS-NASA) gratuitamente armazenadas no formato HDF (Price *et al.*, 1994), disponibilizadas no endereço eletrônico <http://e4eil01u.ecs.nasa.gov:22000/WebAccess/drill;jsessionid=AA9F93A550573408A3C7B79718E02A1F?attrib=group&group=MOLT&>

Tabela 4.9 Principais características do sensor MODIS do satélite TERRA.

TERRA/MODIS	
Missão/Sensor	
Vocação	Monitoramento da atmosfera, oceanos e continentes da Terra
Disponibilidade dos dados	24/02/2000 atual
Órbita	Sol-síncrona
Altitude	705km
Alcance Espectral	0,4 14,4 μ m
Cobertura Espectral	$\pm 55^\circ$, 2330 km x 10 (nadir) km
Frequência Espectral	23,3 rpm
Resolução Espacial	250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), 1000 m (29 bandas) em nadir
Taxa de Transmissão	6,1 Mbps (média), 10,6 Mbps (dia), 2,5 Mbps (noite)
Potência	162,5 W (média para uma órbita), 168,5 W (pico)
Padrão	12 bits
Massa	274 kg

Fonte: NASA, 2007e.

Tabela 4.10 Aplicações das bandas espectrais do sensor MODIS do satélite TERRA.

Uso principal	Banda	Intervalo espectral [nm]	Radiância espectral [W/m ² .sr.µm]
Limiars de superfície, nuvens e aerossóis	1	620 670	21,8
	2	841 876	24,7
Propriedades da superfície, nuvens e aerossóis	3	459 479	35,3
	4	545 565	29,0
	5	1230 1250	5,4
	6	1628 1652	7,3
	7	2105 2155	1,0
	8	405 420	44,9
	9	438 448	41,9
Cor do oceano/ Fito plâncton/ Biogeoquímica	10	483 493	32,1
	11	526 536	27,9
	12	546 556	21,0
	13	662 672	9,5
	14	673 683	8,7
	15	743 753	10,2
	16	862 877	6,2
	17	890 920	10,0
Vapor de água na atmosfera	18	931 941	3,6
	19	915 965	15,0
Temperatura de nuvens e da superfície	20	3,660 3,840	0,45 (300K)
	21	3,929 3,989	2,38 (335K)
	22	3,929 3,989	0,67 (300K)
	23	4,020 4,080	0,79 (300K)
Temperatura da atmosfera	24	4,433 4,498	0,17 (250K)
	25	4,482 4,549	0,59 (275K)
Nuvens cirrus / Vapor de água	26	1,360 1,390	6,00
	27	6,535 6,895	1,16 (240K)
	28	7,175 7,475	2,18 (250K)
Propriedades de nuvens	29	8,400 8,700	9,58 (300K)
Ozônio	30	9,580 9,880	3,69 (250K)
Temperatura de nuvens e da superfície	31	10,780 11,280	9,55 (300K)
	32	11,770 12,270	8,94 (300K)
Altitude do topo de nuvens	33	13,185 13,485	4,52 (260K)
	34	13,485 13,785	3,76 (250K)
	35	13,785 14,085	3,11 (240K)
	36	14,085 14,385	2,08 (220K)

Fonte: NASA, 2007e

Tabela 4.11 Características das imagens do produto MODIS MOD09A1.

MODIS/Terra Vegetation Indices 8Day L3 Global 500m SIN Grid MOD13A1	
Área	~ 10° x 10° lat/long
Dimensões da imagem	2(2400x2400 linhas/colunas)
Tamanho médio do arquivo	161 MB
Resolução	500 metros
Projeção	Sinusoidal
Formato dos dados	HDF-EOS

Fonte: NASA, 2007e

Tabela 4.12 Características das imagens do produto MODIS MOD13A1.

MODIS/Terra Vegetation Indices 16Day L3 Global 500m SIN Grid MOD13A1	
Área	~ 10° x 10° lat/long
Dimensões da imagem	2(2400x2400 linhas/colunas)
Tamanho médio do arquivo	128 MB
Resolução	500 metros
Projeção	Sinusoidal
Formato dos dados	HDF-EOS

Fonte: NASA, 2007e

4.6. DADOS COMPLEMENTARES

4.6.1. TIPO DO SOLO

Utilizou-se o mapa de solos do projeto *world SOil and TERrain digital data base for Latin America and the Caribbean* SOTERLAC, versão 2.0, na escala 1:5.000.000 (Dijkshorn *et al.*, 2005). O SOTERLAC, versão 1.02 e escala 1:5.000.000, foi realizado em 1998 (FAO *et al.*, 1998), resultado do esforço conjunto do *United Nations Environmental Programme* (UNEP), da *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO), da *World Soil Information* (ISRIC), e do *International Potato Center* (CIP) durante os anos 1993-1997. Era a primeira realização de uma base de dados de solos ligada a um GIS utilizando a metodologia SOTER-1 (van Engelen e Peters, 1995; van Engelen e Wen, 1995) em escala continental. SOTERLAC consiste de uma base de dados geométrica usando um GIS ligada a um sistema de gestão de base de dados (*Relational DataBase Management System RDBMS*) para os atributos dos arquivos de dados. Um programa foi desenvolvido para consultar os mapas temáticos e a base de dados de SOTER na versão 1.02. Adicionando informações de cada país individualmente, iniciou-se, em 2004, a atualização da base SOTERLAC. Na atual versão o Brasil foi o primeiro país a ser atualizado, com 583 novos perfis de solos, geo-

referenciados e adicionados de uma classe de drenagem (Janet, 2004), provenientes da base de dados da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 2005).

4.6.2. COBERTURA VEGETAL

Foi utilizado o mapa de cobertura vegetal da América do Sul 2000, com definição espacial de 1 km, desenvolvido pelo *European Commission Joint Research Center* (Eva *et al.*, 2002). Este mapa utiliza imagens captadas pelo sensor microondas do *Along Track Scanning Radiometer* (ATSR-2), do satélite ERS-2; do sensor ótico SPOT VGT, do satélite SPOT-4; SAR, do satélite JERS-1, provenientes do GRFM; imagens no visível e no infravermelho do *Defence Meteorological Satellite Program* (DMSP) do *Operational Linescan System* (OLS) e o MDT GTOPO30 desenvolvido pelo *U. S. Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science* (EROS). Para o Brasil foram utilizados os mapas da Amazônia Legal, escala 1:3.000.000 (IBGE, 1995); de Remanescentes de mata Atlântica e ecossistemas associados, escala 1:920.000 (Fundação SOS Mata Atlântica, 1992) e Levantamentos de recursos minerais do projeto RADAMBRASIL (RADAMBRASIL, 1978).

4.6.3. REDE DE DRENAGEM E ALTITUDE

As sub-bacias correspondentes à bacia Amazônica, utilizadas neste estudo, foram delimitadas pelo *Observatoire de Recherche en Environnement – Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazonie* (ORE HYBAM) (Seyler *et al.*, 1999; Muller *et al.*, 2000; Seyler *et al.*, 2009d). O método utilizado para a geração da rede de drenagem e para a extração das sub-bacias combina o uso de imagens SAR do satélite JERS-1 e o modelo digital do terreno GTOPO30, que possui resolução de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km).

SEÇÃO III

RESULTADOS E DISCUSSÕES

CAPÍTULO 5

ESTUDO DE CASO BACIA AMAZÔNICA

Neste capítulo, será apresentada a caracterização geral da região escolhida como estudo de caso, a bacia Amazônica. As informações são resultantes de uma prévia revisão da literatura e de mapas gerados com os dados adquiridos (cf. § 4.6).

5.1. DESCRIÇÃO DA BACIA AMAZÔNICA

A bacia Amazônica abrange uma área de drenagem de 6.112.000 km², está localizada entre os paralelos 5° de latitude norte (rio Cotigo, Brasil) e 20° de latitude sul (rio Parapeti, Bolívia), e entre os meridianos de 48° (rio Pará, Brasil) e 79° (rio Chamaya, Peru) de longitude oeste (Figura 5.1). Compreendendo sete países da América do Sul: Brasil (63%), Peru (16%), Bolívia (12%), Colômbia (5,6%), Equador (2,4%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,2%). Sendo limitada, a norte pelo Escudo das Guianas, enquanto, ao sul pelo Escudo Brasileiro, ambos correspondem a 44% da bacia; a oeste e sudoeste, pela Cordilheira dos Andes, representando 12% da bacia e entre os Escudos e a cordilheira dos Andes estende-se a Planície Amazônica que limitando-se a leste e sudeste pelo oceano Atlântico, abrangendo 45% da bacia (Molinier *et al.*, 1994 e 1995; Guyot *et al.*, 1999). Entre os Andes e os Escudos, os limites da bacia não são bem delimitados e conexões com bacias vizinhas, fenômenos de difluência, são observados: ao Norte com o rio Orinoco (Sternberg, 1975) e ao Sul em direção ao rio Paraguai (Sioli, 1984). O Canal de Cassiquiare na Venezuela (Bacia do rio Negro) é o exemplo mais conhecido desse tipo de anastomose (Guyot *et al.*, 1999).

O rio Amazonas nasce no Nevado de Mismi, Cordilheira oriental dos Andes peruanos, entre as cidades de Cuzco e Arequipa, a uma altitude de aproximadamente 5.300 m, à montante do rio Apurimac, que formará o rio Ucayali. Na Planície Amazônica do Peru, o rio Ucayali recebe, na margem esquerda, as contribuições dos rios Marañon e Napo, que nascem na Cordilheira Cental do Peru e nos Andes equatorianos, respectivamente. Após a confluência com o rio Marañon, ainda no Peru, passa a ser chamado de Amazonas. Depois que entra no Brasil, é chamado de Solimões e recebe, também na margem esquerda, afluentes que nascem nos Andes da Colômbia, rios Putumayo-Içá e Caqueta-Japurá. Na margem direita, juntam-se ao rio Solimões os rios Javari, que limita a fronteira entre o Brasil e o Peru, Jutai, inserido em solo brasileiro, Juruá e Purus, com suas nascentes no Peru. Próximo à Manaus, o rio Solimões recebe as águas pretas do rio Negro, para juntos formarem o rio Amazonas. O rio Negro nasce, sob a denominação de rio Chamusiqueni, em

um platô da Comissária de Guainia, na Colômbia, em cotas aproximadas de 1660 m, mudando, em seguida, para rio Guainia e, finalmente, depois de receber as águas do Canal de Cassiquiare, de rio Negro. Mantém, em geral, a direção sudeste até desaguar no rio Solimões, à altura da cidade de Manaus. À jusante de Manaus é o rio Madeira, em sua margem direita, que se une ao rio Amazonas, que drena as Cordilheiras orientais dos Andes da Bolívia e do Peru. Do Escudo Brasileiro, o rio Amazonas recebe as contribuições do rio Guaporé-Itenez, afluente do rio Madeira e dos rios Tapajós e Xingu, cujas bacias estão completamente inseridas em solo brasileiro. Os rios Trombetas, Paru e Jari são os afluentes da margem esquerda do rio Amazonas, com suas nascentes na porção oriental do Escudo das Guinas, enquanto que os rios Uatumã, Nhamundá e Maiacuru também apresentam suas bacias completamente inseridas em solo brasileiro. Numerosos afluentes menores drenam a regiões da Planície Amazônica, grandes "paranáis" atuam como anéis divisores entre o leito principal do rio Solimões-Amazonas, sua zona de inundações e os tributários, onde o sentido do fluxo frequentemente dependendo do nível do rio. (Putzer, 1984; Richey *et al.*, 1989; Molinier *et al.*, 1995; Potter, 1997; Guyot *et al.*, 1999; Martini *et al.*, 2008). A rede de drenagem formada pelos principais rios da bacia Amazônica é apresentada na Figura 5.1.

O estudo da bacia Amazônica é um desafio, devido à sua dimensão semi-continental, à imensa diversidade natural e cultural e às dificuldades impostas pela floresta equatorial e por áreas alagadas, lagos e imensos rios, que exige a ajuda da tecnologia espacial (Novo *et al.*, 1998), como os resultados apresentados recentemente por Martini *et al.* (2008), no XIII Simpósio da Sociedade de Especialistas Latino-americanos em Sensoriamento Remoto. Os autores mostram que o rio Amazonas tem 6.992,15 km de extensão enquanto o rio Nilo atinge 6.852,06 km. O rio Amazonas, assim, é 140,09 km mais extenso do que o rio Nilo, sendo o maior rio em extensão do mundo. As medidas do rio Amazonas foram tomadas sobre imagens do sensor MODIS do satélite TERRA (resolução espacial de 250 m de pixel) e mosaicos GEOCOVER gerados com imagens do sensor ETM+ do satélite LANDSAT-7 (25 m de pixel) seguindo seus canais mais longos. A nascente do rio Amazonas foi definida cientificamente pela primeira expedição para determinar a nascente do rio Amazonas, realizada em 05-06/2007, onde após estudos coordenados por pesquisadores do Instituto Geográfico Nacional do Peru (IGN), do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), da Agência Nacional das Águas (ANA) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), concluíram que a nascente do rio Amazonas fica na região do Nevado Mismi, uma montanha ao sul do Peru, e não no monte Huagra, mais ao norte daquele país, como os geógrafos pensavam na década de 1960.

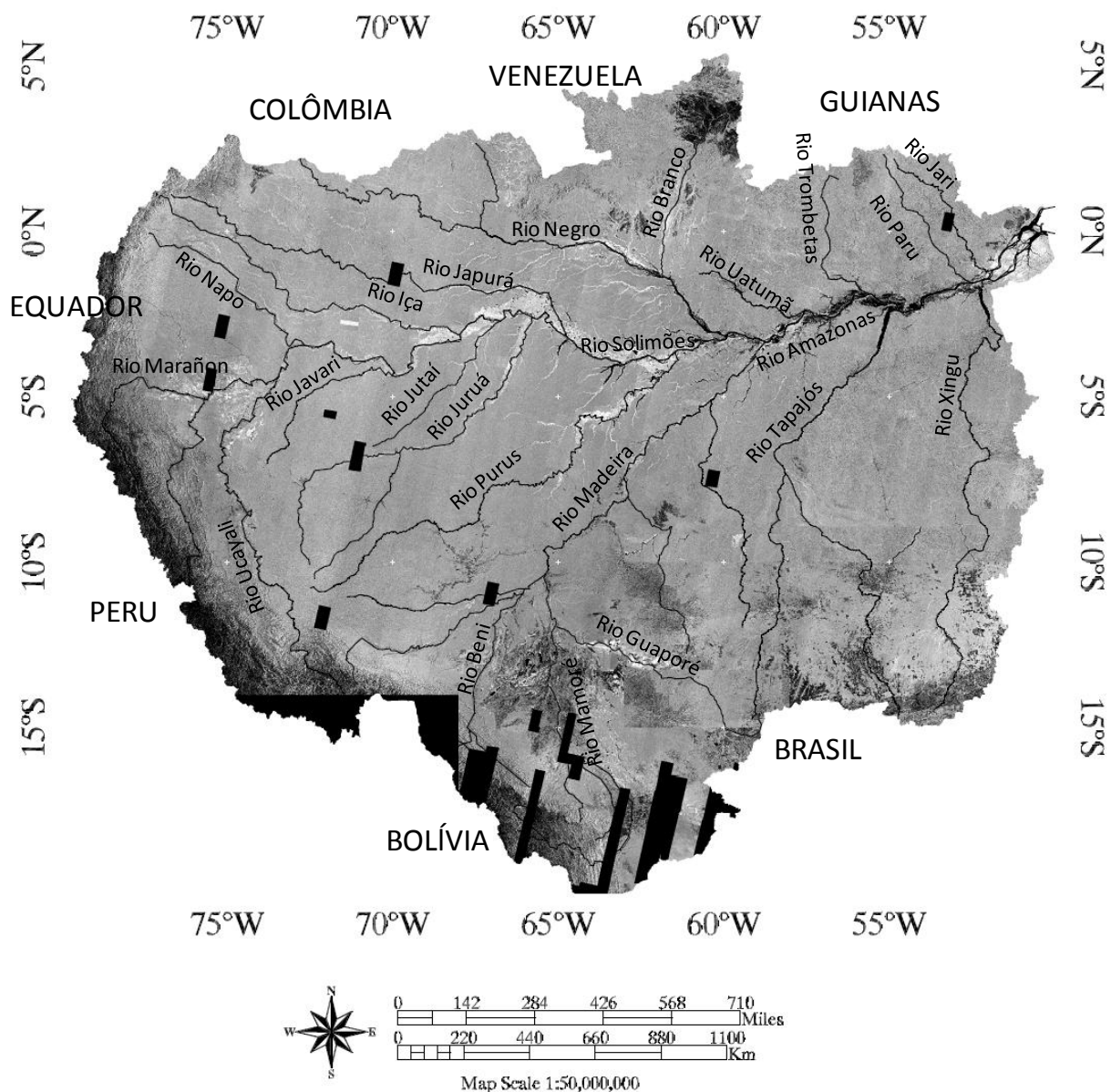


Figura 5.1 Localização da bacia Amazônica objeto deste estudo e seus principais rios. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia.

5.2. GEOMORFOLOGIA

No Paleozóico Inferior, a região Amazônica foi afetada por evento extensional, quando se implantou sistema de riftes intracontinentais aproveitando zonas de fraqueza anteriores (Potter, 1997; Scotese *et al.*, 1999; Pedreira e Bahia, 2000). Durante o Jurássico Inferior a região amazônica foi afetada por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas (Potter, 1998; Teixeira, 2001). Durante o Cenozóico, ocorreu a inversão da bacia e o rearranjo das placas Sul-Americana, Nazca e Cocos que deram origem a estruturas compressivas (Milani e Thomaz Filho, 2000; Costa *et al.*, 2001; Latrubesse e Rancy, 2000, Teixeira *et al.*, 2010). Segundo Silva *et al.* (2003) geologicamente, a bacia Amazônica

pertence a Superprovíncia Cráton Amazonas, com uma sucessão de bacias sedimentares, ao longo do rio Solimões-Amazonas, do tipo IF (Fratura Interior) produzidas por esforços distensivos, IS (Depressão Interior) causada por movimentos verticais e IF/IS (Depressão Interior/Fratura Interior), a saber: Bacia do Acre, Bacia Solimões, Bacia do Amazonas, Bacia dos Perceis, Bacia do Alto Tapajós e Bacia do Tucatu.

Os Escudos da bacia Amazônica são formados por rochas cristalinas do cráton amazônico que por serem bastante erodidas, possuem altitude média que variam de 150 m a 1500 m e suportam sedimentos do Pré-Cambriano ao Mesozóico. O Escudo das Guianas possui relevos de até 8.000 km de extensão como as serras de Pacaraima, Roraima e Parima resultantes dos sedimentos citados anteriormente. Nessas serras é que se encontra o Pico da Neblina com aproximadamente 3.000 m de altitude. O Escudo Brasileiro, que marca o limite com a bacia do rio Paraná, apresenta altitudes inferiores. Nesse Escudo, o ponto mais alto fica na serra do Aguapei e possui 1.150 m. A Cordilheira dos Andes possui mais de 10.000 km de comprimento, dos quais, 4.000 km estão inseridos na bacia Amazônica. A altitude pode ser superior a 6.000 m e a sua largura varia de 200 km no Equador a 600 km na Bolívia. Esta região é composta principalmente por xistos e quartzitos paleozóicos, calcários, arenitos, rochas metamórficas e vulcânicas do Céteceo e intrusões magmáticas e vulcânicas terciárias. A margem oriental dos Andes é formada pelo desdobramento secundário da Cordilheira, nesta área, a ação erosivas é intensa e rápida. A combinação da topografia íngreme com as rochas altamente erodíveis promove a incisão de canaletas, perda rápida de massa e produção elevada de sedimento. Os Andes são responsáveis por mais de 90% do sedimento transportado pelo rio Amazonas. Os rios procedentes da Cordilheira dos Andes apresentam perfis longitudinal característicos de quando se passa brutalmente de um domínio andino com forte declividade à planície Amazônica, com baixa declividade, por exemplo, o rio Napo, no Peru, apresenta declividade que varia de 20 cm.km⁻¹ na proção andina à 1 cm.km⁻¹ na planície fluvial, no rio Amazonas, Brasil (Putzer, 1984; Molinier *et al.*, 1996; Dunne *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 2003; Guyot *et al.*, 2007; Viers *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2009; Filizola e Guyot, 2009).

A planície Amazônica, é caracterizada pela ocorrência de depósitos de sedimentos do holoceno. A arquitetura desses depósitos resulta das respostas morfo-sedimentares a alguns controles dominante, caracterizados em episódio de mudanças, tal como: mudanças climáticas durante as épocas do Pleistocene Inferior e Haloceno (Baker, 1978; Scotese, 1999; Colinvaux e Oliveira, 2000; Latrubesse, 2003); movimentos tectônicos (Iriundo e Suguio, 1981; Smith, 1986; Dumont e Fournier, 1994; Dumont, 1996; Latrubesse e Rancy, 2000; Latrubesse *et al.*, 2005; Miall, 2006; Tandon e Sinha, 2007) ou ambos (Potter, 1978; Latrubesse *et al.*, 2005); ajustamentos autogênicos ao longo do rio (Latrubesse e Franzinelli, 2002). Estes depósitos podem ser ocasional ou freqüentemente e total ou parcialmente inundados (Latrubesse, 2008).

O rio Solimões-Amazonas é um mega rio que exhibe padrão anastomosado, com 2 ou 3 braços, grandes ilhas cobertas por vegetação, em formato elipsoidal e bancos de areia

laterais (Latrubesse, 2008). Seu leito principal é consideravelmente retilíneo ao longo de seu curso, com uma sinuosidade média, em 100 km de 1,0 a 1,2, com excessão do trecho de 350 km, entre Jutica e Anorí, que apresenta um padrão de multi-canais sinuosos com meadros duplos ou triplos e a sinuosidade variando de 1,3 a 1,7. A largura média do leito principal, na estiagem, varia de 2,2 km a 6 km enquanto a profundidade aumenta de 10 a 20 m (Mertes *et al.*, 1996).

Segundo Junk (1983) e Junk *et al.* (1989) as planícies de inundação são áreas que recebem periodicamente o aporte lateral das águas de rios, lagos, da precipitação direta ou de lençóis subterrâneos, sendo de particular interesse na região Amazônica aquelas associadas a rios e lagos. São chamadas de várzeas as áreas de inundação que ocorrem nos rios de água branca, com alta carga de sedimentos em suspensão. As áreas de inundação dos rios de água preta, com baixa carga de sedimentos em suspensão, são chamadas de igapós. As áreas não inundadas são chamadas de terra firme.

A principal dinâmica ecológica da planície de inundação é o pulso de inundação (Junk *et al.*, 1989). O conceito de pulsos de inundação é baseado nas características hidrológicas do rio, em sua bacia de drenagem e em sua planície de inundação (Junk, 1997). O pulso de inundação existe na bacia Amazônica desde o período terciário (Junk, 1989), influenciando significativamente a onda de cheia, induzindo uma sazonalidade no ciclo hidrológico anual entre a fase aquática e a fase terrestre (Richey *et al.*, 1989), armazenando sedimentos (Dunne *et al.*, 1998) e favorecendo importantes hábitos ecológicos (Junk, 1989). Muitos organismos aquáticos e terrestres, endêmicos da Amazônia, dependem das planícies de inundação para seu habitat e para se alimentarem em estágios críticos ao longo de suas vidas (Forsberg *et al.*, 2000, Hamilton *et al.*, 2007). Diversos estudos documentaram a reposta fisiológica da vegetação à dinâmica fluvial nas planícies de inundação (Schlüter *et al.*, 1993; Walhoff *et al.*, 1998; Wittmann e Parolin, 1999; Müller e Junk, 2000; Piedade *et al.*, 2000; Schöngart *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004). Uma grande variedade de peixes, pássaros, répteis e espécies de primatas alimentam-se de frutos e sementes produzidas pelas árvores e gramíneas durante a estação cheia (Goulding, 1990). Outras faunas aquáticas alimentam-se de invertebrados, detritos e algas associadas à vegetação inundável (Junk, 1983b; Goulding *et al.*, 1988). Grandes variedades de espécies de peixes comerciais da Amazônia encontram-se somente nesses ambientes alagáveis. A vegetação dessas planícies de inundação também é um importante refúgio para larvas de peixes e outros pequenos organismos de predadores vertebrados, sendo a distribuição dessas espécies efetivamente ligada e associada a esse ecossistema (Forsberg *et al.*, 2000, Junk, 1997).

5.3. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

O clima da região Amazônica está classificado, pelo Método de Köeppen, como Am, Aw e Af (RADAMBRASIL, 1978) caracterizado como equatorial úmido, sendo resultante de uma combinação de vários fatores, como por exemplo a disponibilidade de energia solar (Fisch *et al.*, 1996). A Amazônia está situada na região entre 5° N e 20° S e recebe, no topo da atmosfera, uma energia solar máxima de 36,7 MJ.m².dia¹ em Dezembro/Janeiro e mínima de 30,7 MJ.m².dia¹ em Junho/Julho (Salati e Marques, 1984). Estes valores são reduzidos pela transmissão atmosférica, mas são, em média, da ordem de 16 a 18 MJ.m².dia¹ para valores de radiação solar incidente na superfície.

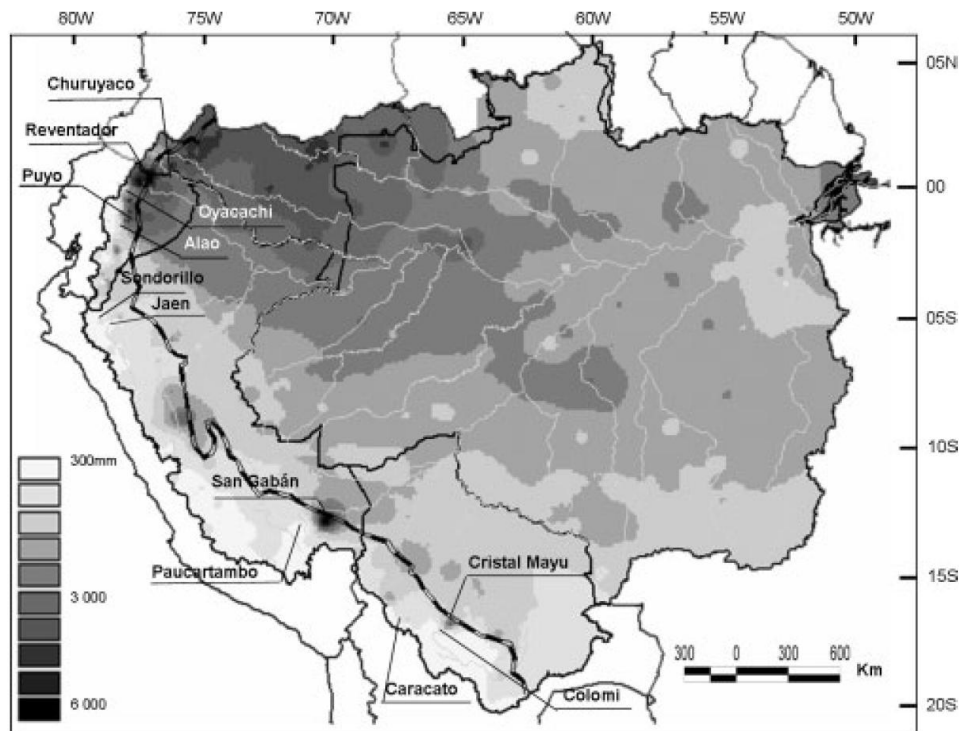
A temperatura mensal média varia pouco em quase toda a região Amazônica, principalmente devido à posição geográfica e a ausência de relevos elevados na faixa central, sendo as variações diárias maiores que as ocorridas durante o ano (Salati, 1985). A amplitude térmica sazonal é da ordem de 1° a 2° C. Belém (PA) apresenta a temperatura mensal máxima de 26,9° C, em Novembro, e a mínima temperatura de 24,5° C, em Março (Fisch *et al.*, 1996). Na cidade de Iquitos, as maiores diferenças encontram-se entre Novembro, com temperaturas médias de 32° C, e Julho, com 30° C. Nas bordas da Amazônia, nos Andes, a temperatura diminui, e nas partes mais altas dessas montanhas a maior parte da precipitação cai sobre a forma de neve. Na região norte, Escudo das Guianas, e no sul, Escudo Brasileiro, existe a tendência à ocorrência de climas mais continentais, ou seja, com épocas mais secas e temperaturas mais baixas. As grandes oscilações de temperatura que ocorrem na Amazônia são causadas, principalmente, pelas frentes frias. Um dos fenômenos que podem causar variações significativas é a chamada Friagem (Salati, 1985).

Como resultado da sua posição geográfica equatorial, o comprimento do dia apresenta apenas uma pequena variação durante o ano: na posição 5° N, o dia tem a duração de 11 horas e 50 minutos em Dezembro, e 12 horas e 24 minutos em Junho. Assim, a variação máxima é de 34 minutos. Na posição 10° S, o dia tem duração de 12 horas e 42 minutos em Dezembro, e 11 horas e 32 minutos em Junho, sendo a variação máxima de 50 minutos (Salati, 1985).

O aquecimento/esfriamento das águas superficiais do oceano Pacífico Tropical Central e do Leste caracterizam os fenômenos *El Niño* e *La Niña*. O aquecimento ou esfriamento do Pacífico Equatorial experime variações no gradiente de pressão entre o Pacífico Central e do Oeste (chamado de "Oscilação Sul"). A interação entre o comportamento de anomalias de TSM no Pacífico Tropical e as mudanças na circulação atmosférica decorrente deste aquecimento constitui o fenômeno de interação oceano-atmosfera mencionado na literatura como ENOS (*El Niño* Oscilação Sul). A variabilidade interanual do clima na bacia Amazônica é fortemente modulada, pelos fenômenos *El Niño* e *La Niña* sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o

Atlântico Tropical estudada por diversos autores (Kousky *et al.*, 1984; Aceituno, 1988; Marengo, 1992; Marengo e Hastenrath, 1993; Moron *et al.*, 1995; Uvo *et al.*, 1998; Liebmann e Marengo, 2001; Botta *et al.* 2002; Ronchail *et al.*, 2002; Marengo, 2004; Sousa e Ambrizzi, 2006, Villar *et al.*, 2009).

A distribuição espacial e temporal das chuvas na Amazônia foi detalhadamente estudada por Salati *et al.* (1978), Figueroa e Nobre (1990), Marengo (1995), Guyot *et al.* (1999), Sombroek (1999), Marengo e Nobre (2001) e Marengo (2004). Recentemente Villar *et al.*, (2009) complementaram os estudos climáticos realizados na porção brasileira da bacia Amazônica com o detalhamento do clima na região dos Andes. Segundo os autores a região possui uma precipitação média de aproximadamente 2200 mm.ano¹, com três centros de precipitação abundante (Figura 5.2). O primeiro localizado no noroeste da Amazônia (na fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela), com chuvas de 4000 mm.ano¹. Nestas regiões não existe período de seca. Esses valores de precipitação elevados próximo à Cordilheira dos Andes são associados à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). O segundo centro é localizado na parte central da Amazônia, com precipitação de 3000 mm.ano¹, que está relacionado com a penetração de sistemas frontais da região sul, interligando e organizando a convecção local. A floresta tropical mantém a umidade elevada em baixos níveis, que é reciclada pela atividade convectiva, 50% do vapor de água que precipita pelas chuvas é gerado localmente pela evapotranspiração. O terceiro na parte leste da bacia Amazônica, no litoral do Pará ao Amapá, com precipitação de 4000 mm.ano¹, deve-se possivelmente às linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, durante o fim da tarde, forçadas pela circulação Na região dos Andes, a precipitação média varia de 6000 a 255 mm.ano¹, sendo essa grande variação associada às diferenças de altitude e à direção dos ventos, com a chuva diminuindo conforme a altitude aumenta e áreas de intensa precipitação associadas à ascensão orográfica da umidade. Os valores máximos são observados nos pés dos montes andinos na Bolívia, Peru e Equador. Uma distribuição assimétrica da precipitação é evidenciada longitudinalmente, com um valor modal entre as latitudes 0 e 5° N e valores pontuais extremos de até 6000 mm.ano¹ nos Andes, entre as latitudes 10 e 20° S.

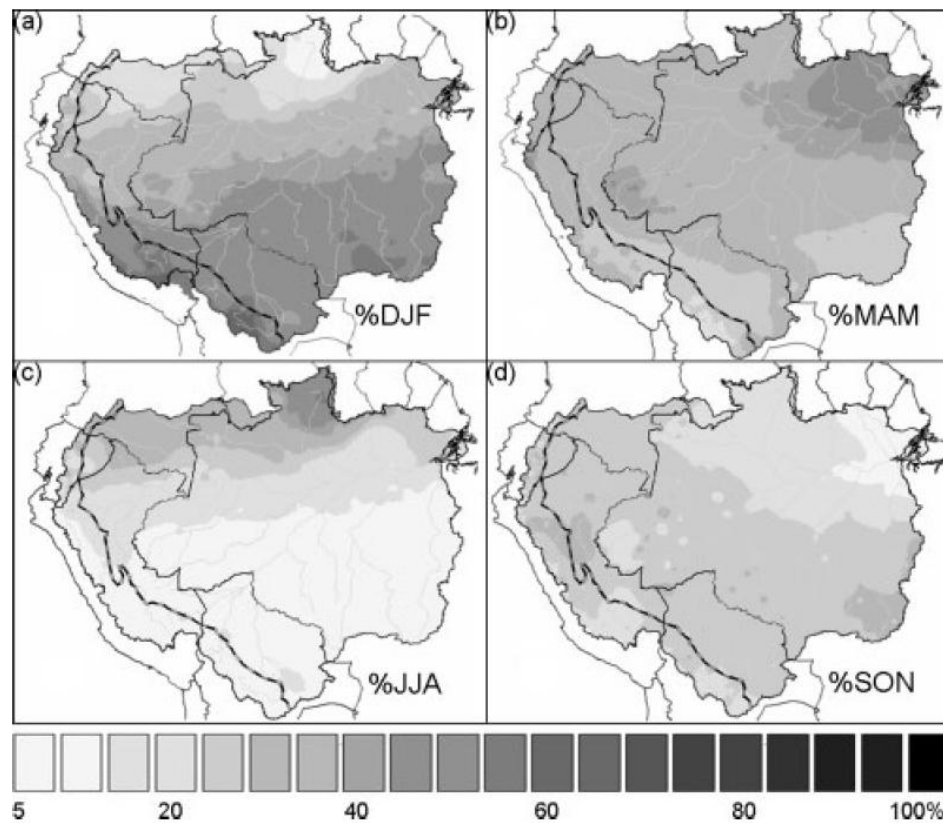


Fonte: Villar *et al.*, 2009.

Figura 5.2 Precipitação anual na bacia Amazônica.

Conforme estudos do ciclo anual de atividades convectivas na região, demonstrado por Salati *et al.* (1978), Kusky *et al.* (1984), Horel *et al.* (1989), Figueroa e Nobre (1990), Nobre *et al.* (1991), Guyot *et al.* (1999) e Villar *et al.* (2009), o regime de chuvas, com forte atividade convectiva na bacia Amazônica apresenta-se em oposição entre o norte e o sul da bacia, com meses chuvosos no inverno e no verão austral, respectivamente (Figura 5.3). A região Amazônica sofre influência das Células de Walker e Hadley, na parte central, está sobre o domínio do ramo descendente da Célula de Hadley, induzindo um período de seca bem característico, enquanto os deslocamentos da Célula de Walker estão associados aos fenômenos *El Niño* e *La Niña*. O período de chuvas, no sul da bacia, é compreendido entre Novembro e Março, sendo que o período de seca (sem grande atividade convectiva) ocorre entre os meses de Maio e Setembro. Os meses de Abril e Outubro são meses de transição entre um regime e outro. A distribuição de chuva no trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) apresenta uma região de precipitação alta situada na parte oeste e central da Amazônia, em conexão com a posição geográfica da Alta da Bolívia. Por outro lado, no trimestre Junho-Julho-Agosto (JJA), o centro de máxima precipitação deslocou-se para o norte e situa-se sobre a o Estado de Roraima. As análises de Villar *et al.* (2009) indicam uma forte diminuição da chuva média em toda a bacia, no período de 1975 a 2003, nos trimestres de JJA e SON, principalmente na porção noroeste, essas variações apresentam altas correlações com os campos de anomalias de temperatura de superfície do mar nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, mas também podem estar associadas às alterações dos usos da terra, como o desmatamento (Callède *et al.*, 2008). No entanto, até o presente

momento, não há observação de evidência conclusiva de uma mudança climática na região, provocada diretamente pelo desmatamento. A porção sul da Amazônia é a região que apresenta maior desmatamento, e também é a região que evidencia tendências positivas de chuva (Villar *et al.* 2009).



Fonte: Villar *et al.*, 2009.

Figura 5.3 Distribuição espacial e temporal da precipitação na bacia Amazônica em porcentagem. **a)** Trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF); **b)** Trimestre Março-Abril-Maio (DJF); **c)** Trimestre Junho-Julho-Agosto; **d)** Trimestre Setembro-Outubro-Novembro.

5.4. REGIME HIDROLÓGICO

Na Região Amazônica, a água e seu regime são de extrema importância na paisagem. Aparentemente uniforme, os corpos de água são diferentes tanto em relação à morfologia de seus leitos, quanto às características químicas e biológicas. Existe uma infinidade de rios que se diversificam em coloração da água. Assim, encontramos rios de água branca ou como a população regional chama de água barrenta, rios de água preta ou de água cristalina (Junk, 1983; Furch, 1985; Junk e Furch, 1993). Junk (1983) estudando as águas da Amazônia apresenta uma classificação geral e seu respectivo perfil, conforme Tabela 5.1, colocando suas especificidades que se refletem na biodiversidade dos rios, lagos e igarapés.

Tabela 5.1 Classificação das águas da Amazônia.

Classificação	Coloração	Elementos químicos presentes	Características gerais	Fatores contributivos	Nascentes dos cursos d'água	Exemplos
Água branca	Barrenta	Grandes quantidades de cálcio e magnésio, em relação à quantidade de sódio e potássio	Quase neutra, rica em peixes e sais minerais	Intensidade dos processos de erosão nos Andes e alta carga de sedimentos em suspensão nas águas	Região andina e pré-andina	Rio Amazonas, Purus, Madeira e Japurá
Água preta	Preta	Pobre em sais minerais, baixa quantidade de pH	Ácidas, carga de sedimentos em suspensão na águas. Mais pobre em relação a peixes	baixa de material em suspensão em grande quantidade; decomposição de matéria orgânica produzida pelas florestas inundáveis (igapó)	Escudos das Guianas e do Brasil Central ou nos sedimentos terciários da bacia Amazônica, onde os processos de erosão são pouco intensos	Rio Negro e Urubu
Águas claras	Esverdeada transparente	Baixa concentração de cálcio e magnésio. Alguns rios são pobres em sais minerais e outros ricos. Freqüência de sódio e potássio	Poucos materiais em suspensão. Alguns rios são ácidos, outros mais ou menos neutros, mais pobres em relação a peixes			Rio Tapajós

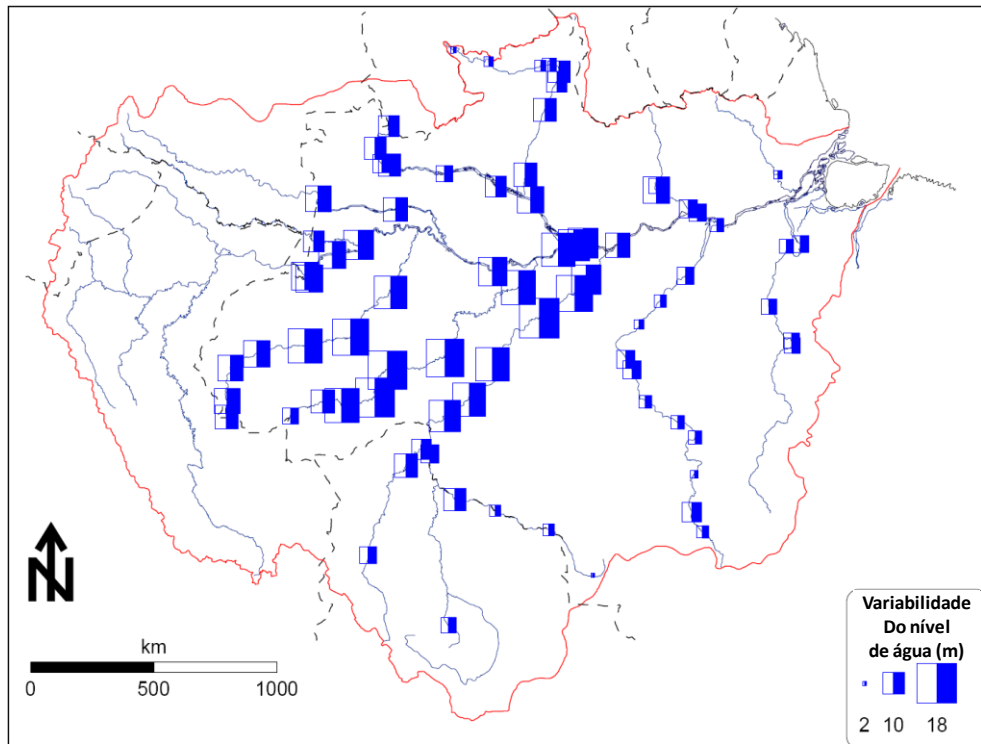
Fonte: Junk, 1983.

A bacia amazônica contribui com aproximadamente 15% da descarga de água doce nos oceanos (Molinier *et al.* (1995), a vazão média anual na foz do rio é de 238.000 m³.s⁻¹ (Ronchail *et al.*, 2006). Segundo Oltman *et al.* (1964), as primeiras estimativas da vazão do rio Amazonas datam do século XIX (Spix e Martius, 1831; Reclus, 1877; Siemens, 1896; Katzer, 1898 *apud* Oltman *et al.*, 1964). Esses resultados, que correspondem mais freqüentemente a medidas pontuais, eram baseados na estimativa da velocidade média da corrente e da área da secção do rio. Pardé estima em seguida a vazão do Amazonas, aproximadamente 100.000 m³.s⁻¹, a partir das observações de Le Cointe e do cálculo de um balanço hídrico rudimentar (Le Cointe, 1935; Pardé, 1936, 1954). As primeiras medições de descarga do Amazonas, realizadas em 1963-64 pelo *US Geological Survey*, permitiram enfim ter uma idéia correta da vazão do Amazonas na estação fluviométrica de Óbidos (Oltman *et al.* 1964 e Oltman, 1968), que pode ser visualizada na Figura 5.6, considerada a estação de referência mais próxima da foz com uma área de drenagem de 4.618.750 km², correspondendo a 75,5% de toda a bacia (Molinier *et al.*, 1997, 2009). No início dos anos 70, o governo brasileiro iniciou um programa regular de medida de descarga na bacia, incluindo outros parâmetros hidrológicos. Esses dados foram compilados num banco de dados

nacional, sendo utilizado por diferentes grupos de pesquisa para uma melhor compreensão da resposta hidrológica da bacia Amazônica. O programa *Alpha Helix Amazon Expedition*, do *US Geological Survey*, empreendeu diversas campanhas de campo, onde as descargas foram medidas usando, entre outros, o método de Oltman (Meade *et al.*, 1979). Esses dados, juntaram-se com aqueles da rede de estações hidrométrica do governo brasileiro, possibilitando uma primeira visão geral da bacia. Nos anos 80, outro programa americano chamado CAMREX (*Carbon Amazon Modelling Experiment*), empreendeu medidas adicionais da descarga (Richey *et al.*, 1986) fornecendo uma melhor compreensão do efeitos da maré na bacia Amazônica (Meade *et al.*, 1991). As contribuições do rio Amazonas no oceano Atlântico oscilarão segundo os autores e os períodos considerados, de 175.000 a 212.000 m³.s⁻¹ (Molinier *et al.*, 1994 e 1995). Os efeitos de histerese associado com as medidas de descarga empreendidas em Amazônia central (*i. e.*, estação fluvimétrica de Manacapuru no rio de Solimões) foram igualmente documentados por Jaccon e Cudo (1989). As campanhas de campo ampliaram-se e intensificaram-se, em 1992, a cooperação franco-brasileira através do ORE HYBAM, marca o início de um programa contínuo de medidas de descarga utilizando o ADCP (*Accustic Doppler Current Profile*), um equipamento de medida de vazão baseado pelo efeito Doppler (Guyot *et al.*, 1995; Callède *et al.* 2000, 2002, 2004, 2008; Filizola *et al.*, 2009a e 2009b). Uma das linhas de pesquisa pioneira do ORE HYBAM é o estudo do regime hidrológico dos rios da bacia Amazônica, diversos trabalhos retratados em relatórios de campanhas de campo, congressos, teses e artigos científicos são atualizados periodicamente e disponíveis na base de dados do Observatório (ORE HYBAM, 2010). Os resultados apresentados a seguir são um resumo desses estudos.

5.4.1. VARIAÇÃO DA ALTURA DA LÂMINA DE ÁGUA

Para o período 1970-1996 a amplitude da altura da lâmina de água, alturas máximas e mínimas, varia de 2 a 18 m ao longo do ciclo hidrológico (Figura 5.4). Os valores mínimos, de 2 a 4 m, são observados a montante, nos cursos de água dos Escudos, rios Branco, Jari, Xingu, Tapajós e Guaporé, enquanto que os máximos, de 15 a 18 m, são registrados nas porções a jusante dos rios Juruá, Purus e Madeira. No rio Solimões-Amazonas, as amplitudes variam de 12 m, em Teresina, próximo à fronteira Peru-Brasil; a 15 m, em Manacapuru, nas proximidades de Manaus; decrescendo regularmente a 8 m, em Óbidos; finalizando com 3 m, em Macapá, aproximando-se da foz do Amazonas (Guyot *et al.*, 1994; 1999; Molinier *et al.*, 1996; 1997).



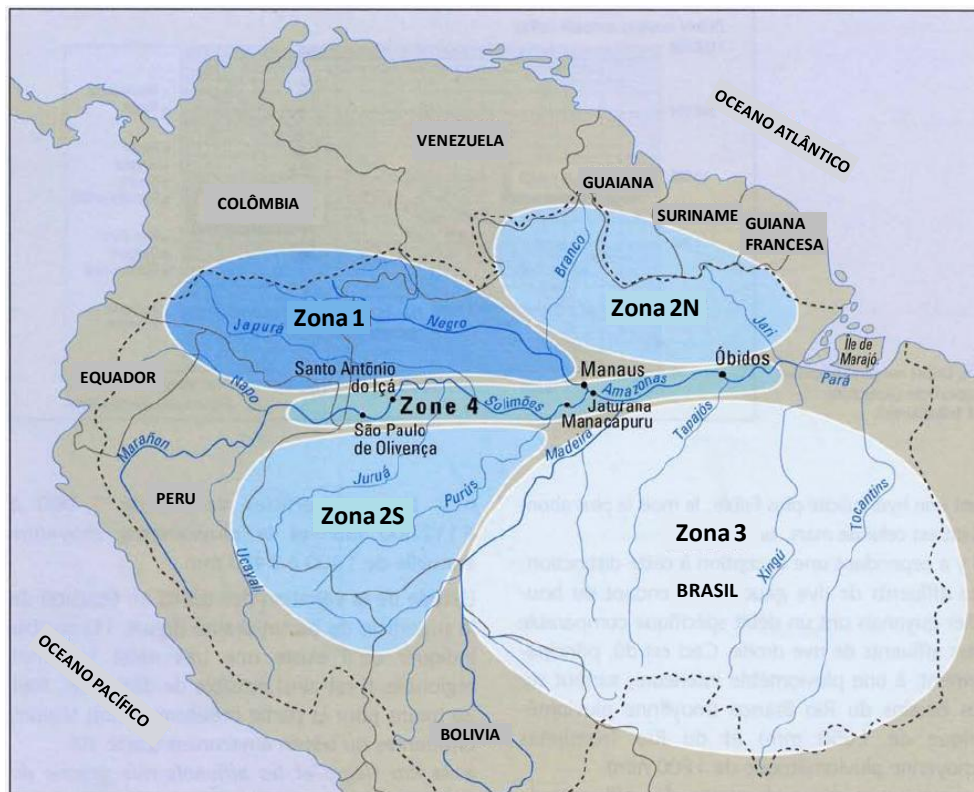
Fonte: Guyot *et al.* (1999).

Figura 5.4 Variação da amplitude da altura da lâmina de água na bacia Amazônica.

5.4.2. VARIAÇÃO DA VAZÃO

Diversos estudos da variabilidade regional e sazonal das cheias dos rios da Amazônia foram conduzidos por Sioli (1984), Richey *et al.* (1986, 1989), Meade *et al.* (1991), Guyot *et al.* (1993, 1994, 1998, 1999a, 1999b), Molinier (1995), Molinier *et al.* (1994, 1995, 1996, 1997, 1999, 2009), Ronchail *et al.* (2005, 2006). Segundo os autores os rios amazônicos apresentam uma dinâmica diferenciada de acordo com o regime de chuva da bacia. Para a maioria dos rios, as relações altura/vazão são unívocas, no entanto, próximo a calha do rio Amazonas, influenciadas pelo efeito de barragem hidráulica, as relações raramente são unívocas e apresentam curvas em forma de laço (fenômeno de histerese). Utilizando a classificação estabelecida por Rodier (1964), os autores identificaram quatro tipos de regimes hidrológicos e cinco regiões diferente na bacia, ilustrados na Figuras 5.5, a saber: **1) regime equatorial**, representado pelo rio Negro, Iça e Japurá, localizados no hemisfério norte da bacia, com um pico de cheia suavizado, que ocorrem preferencialmente no meio do ano, podendo-se mesmo observar dois picos de cheia máximos e valores de vazão específica variando entre 50 e 90 l.s¹.km² (zona 1); **2) regime tropical boreal**, também localizados no hemisfério norte da bacia, representado particularmente pelo auto rio Branco, mas também compreendendo os rios Uatumã, Trombetas, Paru e Jari, apresenta um pico de cheia máximo bem marcado ao longo do segundo semestre e valores de vazão específica variando de 15 a 40 l.s¹.km² (zona 2N); **3) regime tropical austral**, com um único pico de cheia

máximo ocorrendo ao longo do primeiro semestre do ano, sendo representado pelos rios localizados no hemisfério sul da bacia Javari, Jutai, Juruá, Purus e os afluentes a montante do rio Madeira que denotam valores de vazão específica também entre 15 a 40 l.s¹.km² (zona 2S), bem como pelos rios a jusante de Manaus, Tapajós, Xingu e Madeira, onde os valores de vazão específica variam de 5 a 24 l.s¹.km² (zona 3); **4) regime equatorial alterado**, representado pelos rios Solimões e Amazonas influenciado pelos três regimes anteriormente citados (zona 4).

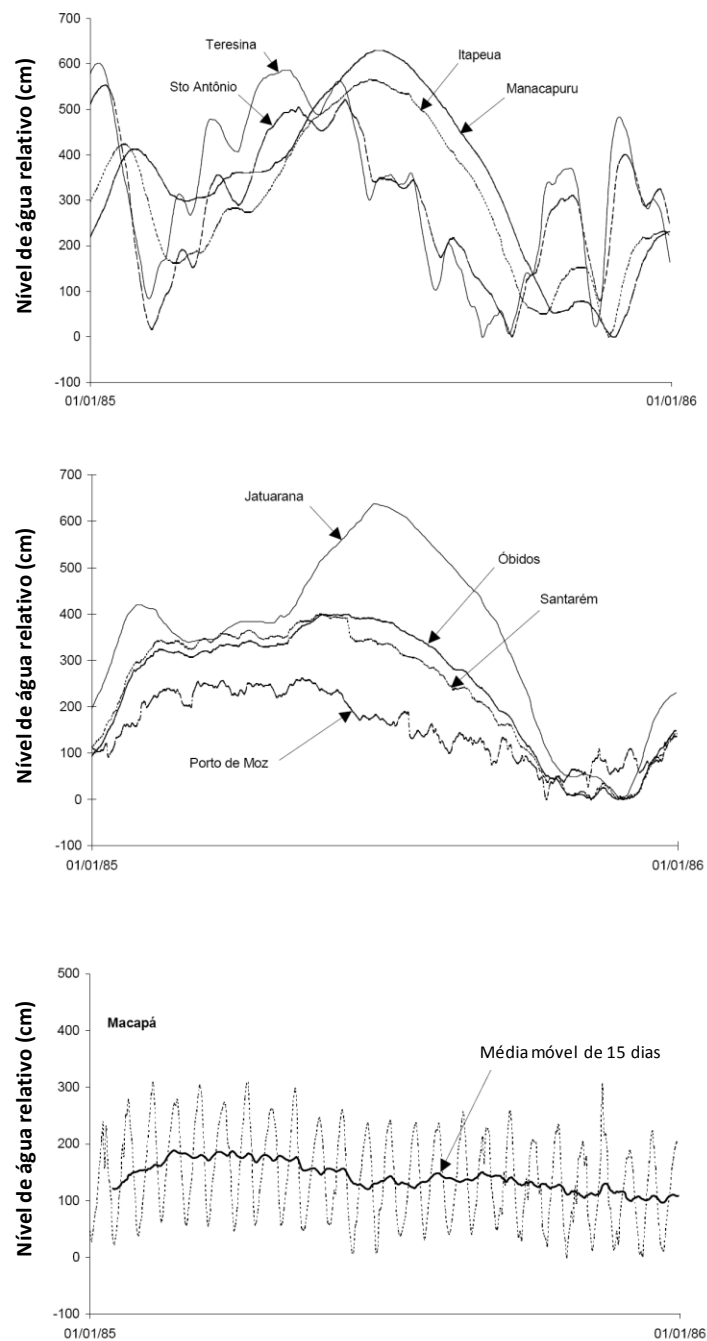


Fonte: Adaptado de Molinier *et al.* (1997).

Figura 5.5 Variabilidade regional e sazonal na bacia Amazônica.

Para Guyot *et al.* (1993, 1994, 1998, 1999a, 1999b), Molinier (1995), (Molinier *et al.* (1994, 1995, 1996, 1997, 1999, 2009), Ronchail *et al.* (2005, 2006) a vazão do rio Amazonas (Figura 5.6), na planície aluvial, é influenciada pela fraca declividade da lâmina de água e pelas fortes velocidades observadas, resultante dos regimes hidrológicos e das características regionais dos seus afluentes. Não se trata de um escoamento clássico de montante para a jusante, mas de um deslocamento das águas empurradas pela onda de cheia dos rios de origem andina. A estação fluviométrica de Teresina no rio Solimões, próximo à fronteira entre Brasil e Peru, apresenta um hidrograma plurimodal, característico de regime equatorial, ainda influenciada pelo regime do rio Ucayali, com um primeiro pico entre dezembro-janeiro, e um segundo pico mais evidenciado em abril-junho. Na região próximo a Manaus, a convergência das contribuições dos rios Solimões, Negro e Madeira conduzem a um importante aumento das superfícies drenadas e das vazões. Esta concentração de descargas líquidas, associada a um declive hidráulica bastante fraco, 2

cm/km, gera perturbações no escoamento destes rios, agravando a não-univocidade das curvas-chave nesta região. A montante de Manaus, na estação fluviométrica de Manacapuru (2.147.740 km²), o hidrograma é mais regular, embora bimodal, com um pico de cheia máximo entre maio e agosto e um primeiro pico precoce ainda seja observado entre janeiro e fevereiro, o mesmo hidrograma de cheia é verificado na estação fluviométrica de Jatuarana (2.854.300 km²), a jusante de Manaus. As contribuições combinadas dos tributários meridionais e setentrionais, de regimes diferentes, associadas ao efeito regulador das zonas de inundação (várzeas), geram, em Óbidos, um hidrograma monomodal de cheia do rio Amazonas com pico único e espalhado de Abril a Julho.



Fonte: Guyot *et al.* (1999).

Figura 5.6 Altura da lâmina de água dos rios Solimões e Amazonas para o ano de 1985.

5.5. VEGETAÇÃO

A floresta tropical úmida ocupa aproximadamente 5 milhões km², que corresponde a 70% do total da Bacia Amazônica (Guyot *et al.*, 2007). Estendendo-se por toda a planície aluvial, denominada de floresta fluvial alagada, devido à oscilação dos níveis das águas e os grandes período em que se encontram submersas, suas raízes, apresentam adaptações às condições do ambiente, como poros que permitem a absorção do oxigênio atmosférico (Salati, 1983). A floresta de terra firme é uma floresta aberta com grandes árvores muito dispersas e freqüentes grupamentos de palmeiras, está localizada em planaltos pouco elevados e apresenta um solo extremamente pobre em nutrientes, suas raízes também são adaptadas às condições do ambiente, através de uma associação simbiótica com alguns tipos de fungos, passaram a decompor rapidamente a matéria orgânica depositada no solo, a fim de absorver os nutrientes antes de eles serem lixiviados (Schubart, 1983). A floresta montanhosa andina é uma floresta mais densa, que nunca se alaga e apresenta uma vegetação arbórea heterogênea (Schubart, 1983). Em meio à floresta úmida, recortam-se manchas de savana, pastagens e cerrado. Salati (1983) relata que os campos áridos de savana são resultantes de alterações inter-glaciais e glaciais durante o período quaternário com longa faixa de transição entre os dois tipos de vegetação. Em alguns locais são chamados de "campinarana". Já a pastagem corresponde à substituição da floresta úmida por gramíneas, para a criação de gado. Ribeiro Neto (2006) afirma-se que o cerrado é formado por árvores e arbustos retorcidos, as folhas são largas e as raízes podem atingir grandes profundidades a fim de alcançar água. As árvores ocorrem esparsamente distribuídas sobre um tapete gramíneo com intercalações de plantas arbustivas e áreas campestres.

5.6. SOLO

Segundo Guyot *et al.* (2007) apesar da aparente homogeneidade da floresta úmida os solos da bacia Amazônica apresentam certa heterogeneidade. Na parte ocidental da bacia, os solos são bem drenados, ácidos, de coloração marrom amarelo, friáveis, porosos e arenosos. Solos que não apresentam uma boa drenagem ocorrem na porção oriental da bacia, sendo ácidos e de coloração marrom amarelo. Na porção norte da bacia é encontrado solos podzólicos desenvolvidos sobre os sedimentos arenosos resultantes da erosão do embasamento do escudo das Guianas. Na planície Amazônica, os solos aluviais são muito mal drenados, sendo associados aos tipos de sedimentos depositados e à periodicidade local das condições da inundaçãõ.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para ilustrar as idéias defendidas na metodologia proposta no Capítulo 6, serão apresentados e discutidos, neste capítulo, os resultados obtidos no presente estudo.

6.1. TRATAMENTOS DAS MEDIDAS ALTIMÉTRICAS EM HIDROSSITEMAS CONTINENTAIS

Esta primeira etapa apresenta os resultados provenientes dos tratamentos aplicados aos dados altimétricos que permitem passar da medida altimétrica à altitude de um plano de água em função da quantidade, da qualidade e da localização precisa dessas medidas, compreendendo as correções do efeito de afastamento do nadir (cf. item § 6.1.1), elaboração das estações virtuais (cf. item § 6.1.2) e validação da metodologia para elaboração das estações virtuais (cf. item § 6.1.3).

6.1.1. CORREÇÕES DO EFEITO DE AFASTAMENTO DO NADIR (*OFF-NADIR*)

Ao longo dos estudos desenvolvidos nesta tese aproximadamente 60% das estações virtuais elaboradas precisaram das correções do efeito *off-nadir*. Em Silva *et al.* (*in press* 2010) são apresentados 2 casos desta correção, o primeiro no alto rio Negro e o segundo no rio Pardo (cf. § 6.3.2.1), ambos na bacia do rio Negro, utilizando-se as medidas provenientes dos algoritmos *Ice-1* (ENVISAT) e *Ice-2* (ERS-2).

Nas Figuras 6.1 e 6.2, no alto rio Negro, sob o traço 078, o satélite cruza, na direção norte-sul, o rio com aproximadamente 300 m de largura (Figura 6.1a). Conseqüentemente, pelo menos uma das medidas de 20hz, espaçadas a cada 300m, encontra-se possivelmente sobre a faixa imageada do rio, em cada passagem do satélite. Nota-se nas figuras 6.1b e 6.1c, que muitos dos perfis hidrológicos medidos apresentam formatos parabólicos durante o trajeto dos satélites ERS-2 (Figura 6.1b) e de ENVISAT (Figura 6.1c). Ao sobrevoar a região, o altímetro começa a medir a altura da superfície reflexiva do rio antes do seu nadir, ancorando-se em sua margem, formando o perfil hidrológico em formato parabólico. Estas parábolas projetam-se além do curso do rio evidenciando o efeito *off-nadir*. Dado que uma medida ao nadir seria a menor da passagem (*e. g.*, o valor mais elevado da parábola), a

linearização da medida, em cada passagem do satélite é calculada pelo vértice H_0 da parábola na Eq. 6.1.

$$H_0 = w - \frac{v^2}{4u} \quad (\text{Eq. 6.1})$$

onde, w , v e u são os coeficientes da parábola medidos ao longo do trajeto, as alturas $H(s_i)$ são obtidas por:

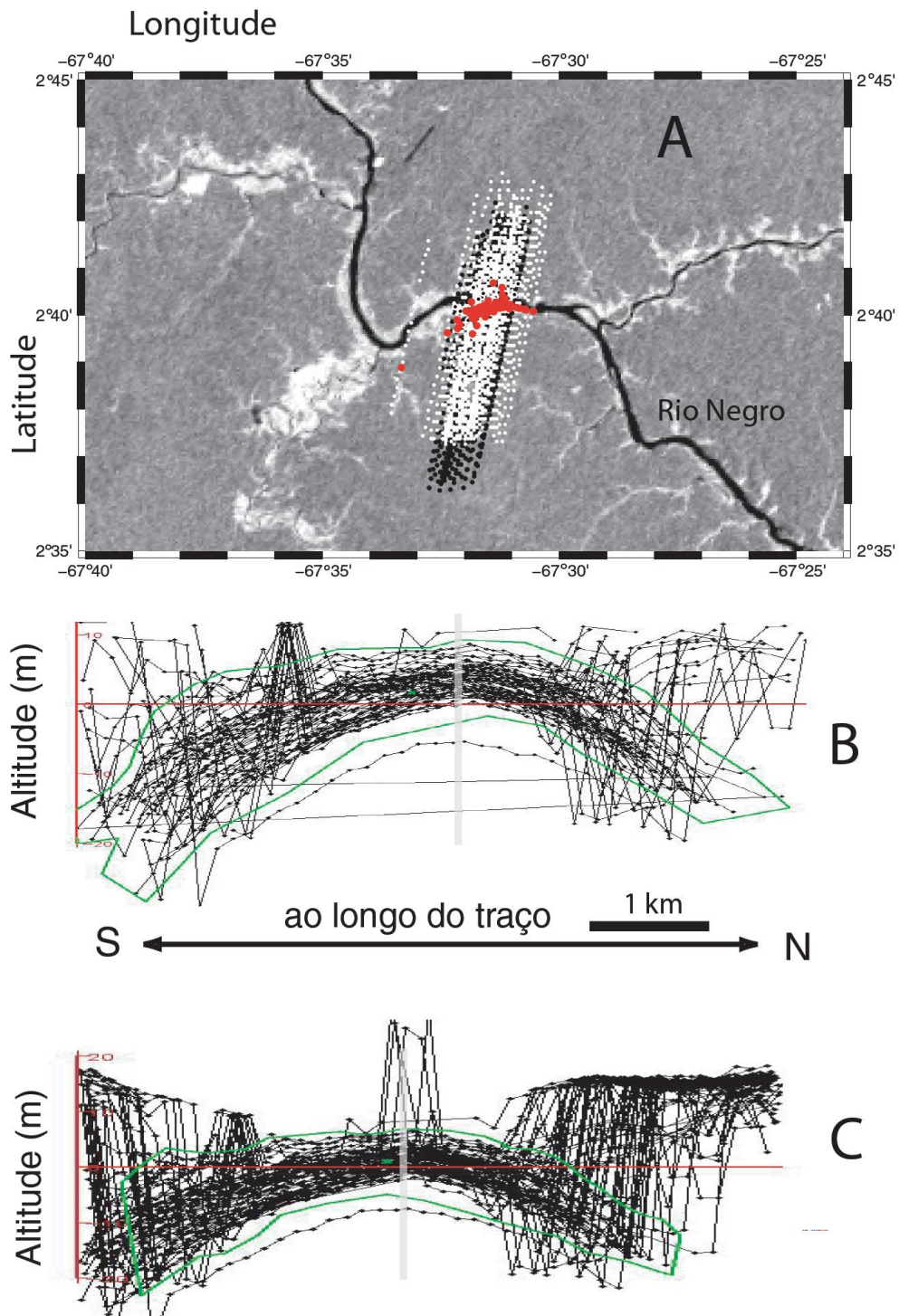
$$H(s_i) = us_i^2 + vs_i + w \quad (\text{Eq. 6.2})$$

onde, s_i é a abscissa ao longo do traço em relação à órbita do satélite (cf. Eq. 3.4). Os perfis hidrológicos medidos pelo altímetro antes da correção são mostrados na Figura 7.2a e após na figura 7.2b. A abscissa s_0 para cada $H = H_0$ é dada pela Eq. 6.3:

$$s_0 = \frac{-v}{2u} \quad (\text{Eq. 6.3})$$

A posição s_0 encontrada em cada passagem pode ser usada para verificar se a correção do efeito *off-nadir* foi efetuada adequadamente. As posições s_0 ao longo dos perfis hidrológicos são mostradas nas figuras 6.2a localizadas no vértice de cada parábola, enquanto suas posições geográficas são retratadas na figura 6.1a onde se posiciona no curso do rio, indicando que os valores das alturas H_0 calculados pela correção do efeito *off-nadir* são equivalentes às prováveis medidas ao nadir. A série temporal formada pelos pontos dos perfis hidrológicos corrigidos (Figura 6.2b) é apresentada na figura 6.2c.

Observa-se que com uma seleção somente geográfica, em casos como ilustrado nas figuras 6.1b e 6.1c em que a série de dados a ser selecionada para a correção do efeito *off-nadir* excede, em sua maioria, a largura do curso do rio sobrevoado pelo satélite, se exclui da seleção dos dados altimétricos medidas que corresponde a altura de água. Por outro lado, com a ferramenta usada para este estudo, pode-se fazer uma seleção mais criteriosa, escolhendo-se, para cada passagem do satélite, medidas de altura de água, que inicialmente, correspondiam a medidas não utilizáveis, processando os perfis altimétricos obtidos em formato parabólico, aplicando-se as correções das distorções geométricas das medidas individualmente e computando-se as alturas corrigidas.

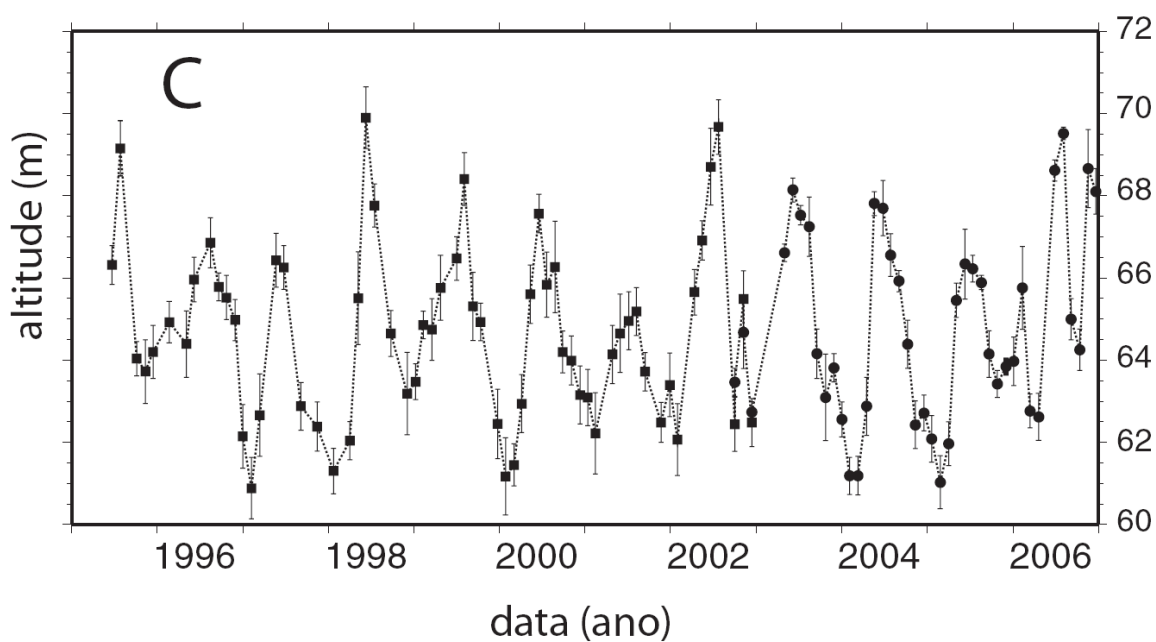
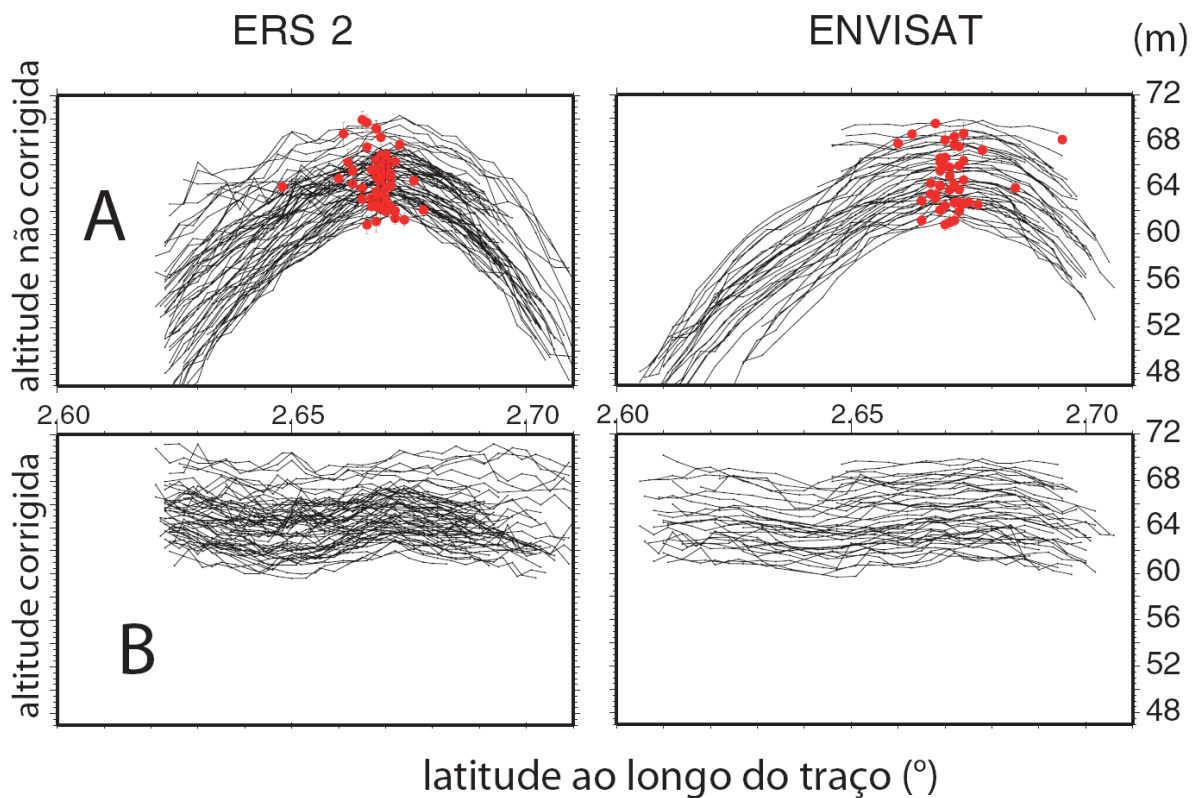


Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 6.1 Exemplo de perfis hidrológicos afetados pelo problema de afastamento do nadir (efeito *off-nadir*) no alto rio Negro, sob o traço 078.

a) Localização das medidas, efetivamente, utilizadas para a correção do efeito *off-nadir* dos satélites ERS-2 (em branco) e ENVISAT (em preto), no sentido norte-sul. Em vermelho, os pontos correspondem à localização dos vértices das parábolas das medidas dos satélites ERS-2 e ENVISAT. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

Figuras **b)** e **c)** perfis hidrológicos utilizados para correção do efeito *off-nadir* que excedem a largura do curso do rio, aproximadamente 3 km antes e após a passagem do satélite, correspondentes aos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente. As retas verticais em cinza equivalem ao epicentro da interseção do traço altimétrico com o plano de água.

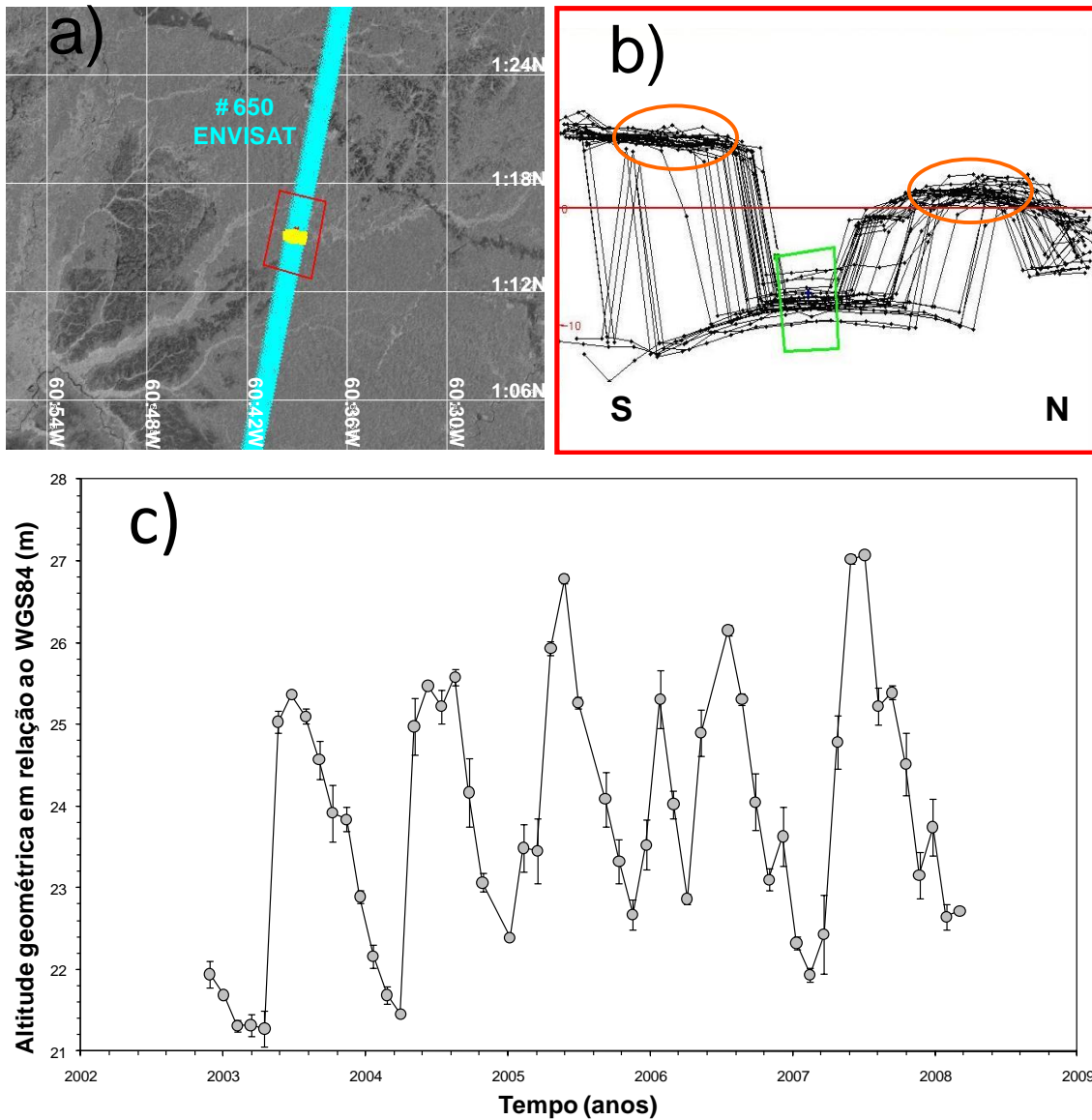


Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 6.2 Segmento dos perfis hidrológicos utilizados para correção do efeito *off-nadir* e série temporal altimétrica. Quadro à esquerda, passagens do satélite ERS-2 e a direita do satélite ENVISAT. Os perfis não corrigidos encontram-se nos quadros superiores e os corrigidos nos inferiores. Os pontos vermelhos correspondem à localização dos vértices das parábolas das medidas. Abaixo a série temporal altimétrica, quadrados e círculos correspondem às medidas dos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente.

6.1.2. ESTAÇÕES VIRTUAIS

Variadas metodologias para a determinação de séries temporais de nível de água com dados altimétricos (*i.e.*, estação virtual) foram utilizadas nos estudos de hidrossistemas continentais, descritas detalhadamente em Roux *et al.* (2010), que, segundo os autores, dependem dos objetivos propostos, das informações disponíveis para tais objetivos e das ferramentas computacionais que estão acessíveis para conduzir esses estudos. Sendo que em todos esses estudos, a seleção regular dos dados altimétricos obedece a critério exclusivamente geográfico, isto é, um retângulo delimitado pelas latitudes e longitudes mínimas e máximas, sem a fixação de quaisquer dispositivos para eliminação dos ruídos provenientes do tamanho da faixa imageada. Partiu-se, então, em busca de uma alternativa para melhorar a seleção dos dados altimétricos e, conseqüentemente, a elaboração das estações virtuais, sendo desenvolvida e testada uma metodologia manual, adaptada às variações no tempo e no espaço, permitindo uma seleção tri-dimensional dos dados em um espaço superfície-profundidade através do programa VALS (*Virtual ALtimetry Station*). Inicialmente, o programa VALS consistia de rotinas desenvolvidas e incorporadas ao programa GRASS GIS 6.2.1 (2006) com o mosaico de imagens do satélite JERS-1, definido a partir do projeto GRFM, utilizado em segundo plano (Figura 6.3), denominado VALS GRASS (VALS GRASS, 2006). Posteriormente, uma nova versão de programa, denominada VALS Tool (2009) foi elaborada utilizando o mosaico de imagens do Google Earth como segundo plano, bem como a incorporação de novos tratamentos da medida altimétrica, como a seleção individualizada de cada medida por ciclo e múltiplas correções do efeito de afastamento em relação ao nadir (*off-nadir*) (Figura 6.4). A partir do emprego da atual versão do VALS, selecionam-se, com maior confiabilidade, os dados altimétricos sob qualquer plano de água do planeta para cada passagem do satélite.



Fonte: Silva *et al.* (submetido 2009c).

Figura 6.3 Criação da estação virtual sobre o traço 650 do satélite ENVISAT através do programa VALS GRASS (2006).

a) Trajetória do satélite ENVISAT no sentido norte-sul, traço 650 que cruza o Igarapé Nelson Pinheiro, recoberto por vegetação inundada, regiões mais brilhantes da imagem JERS-1. Seleção dos dados altimétricos através do polígono vermelho. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

b) Perfil hidrológico medido pelo altímetro RA-2 do satélite ENVISAT, em formato parabólico. Observam-se as medições nas margens do rio ou no solo, na parte superior da figura (círculos em laranja) e o efeito *off-nadir* nas medições da parte inferior da figura. Extração dos dados altimétricos através do polígono verde, mostrado na figura à esquerda em amarelo.

c) Série temporal altimétrica elaborada com o algoritmo *Ice-1*.

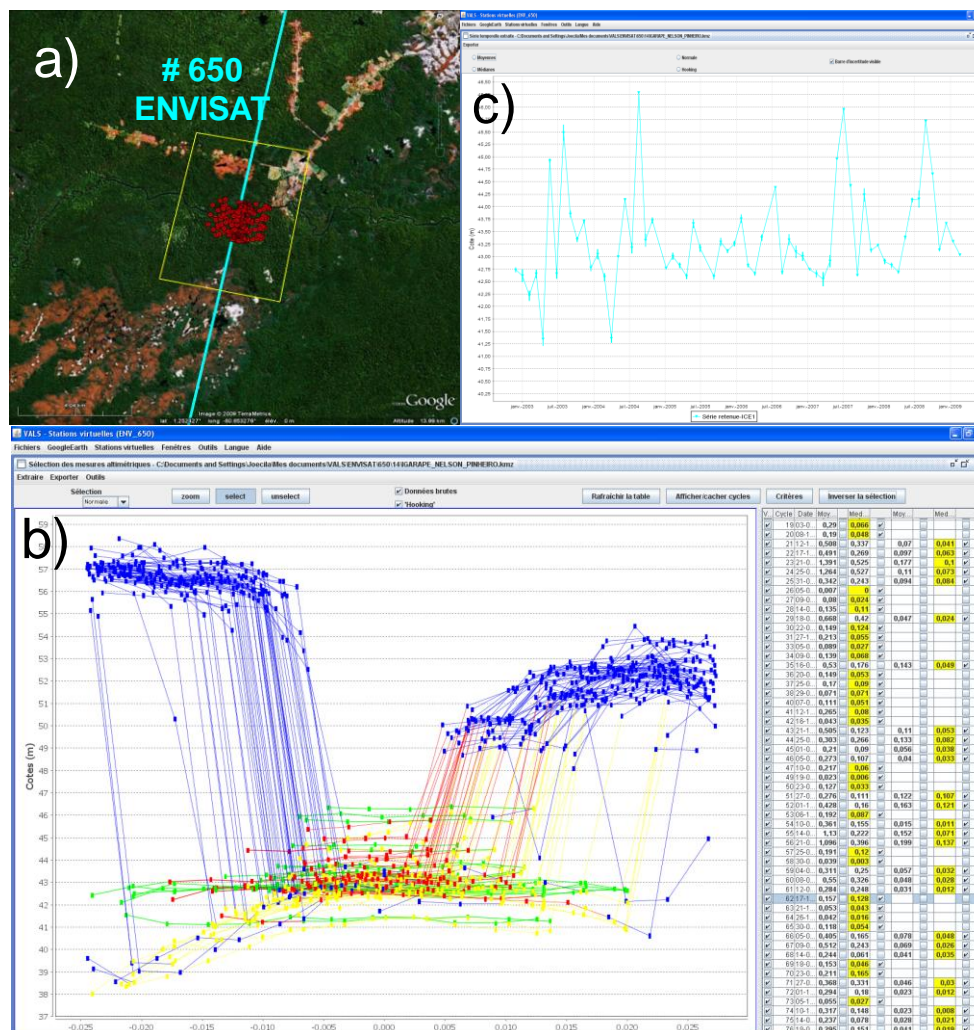


Figura 6.4 Criação da estação virtual sobre o traço 650 do satélite ENVISAT através do programa VALS Tool (2009).

a) Trajetória do satélite ENVISAT no sentido norte-sul, traço 650 que cruza o Igarapé Nelson Pinheiro. Seleção dos dados altimétricos através do polígono amarelo. Mosaico de imagens do Google Earth em segundo plano.

b) Perfil hidrológico medido pelo altímetro RA-2 do satélite ENVISAT, em formato parabólico. Seleção normal dos dados altimétricos está em vermelho; seleção para aplicação da correção do efeito *off-nadir* está configurada em amarelo, enquanto as medidas com as correções efetuadas aparecem em verde. À direita da figura, aparece o quadro com as médias e medianas para as seleções efetuadas para cada ciclo, com ou sem correção do efeito *off-nadir*, que podem ser escolhidas quando da seleção final dos dados altimétricos mostrados no Google Earth, à esquerda, em vermelho.

c) Série temporal altimétrica elaborada com o algoritmo *Ice-1*.

Utilizando-se o algoritmo *Ice-1*, mostra-se, na Figura 6.5, estações virtuais, extraídas do segmento do traço 063, do satélite T/P nas proximidades de Manaus. Na Figura 6.5.a, a série temporal altimétrica foi elaborada com uma seleção geográfica, sendo adquirida na base de dados hydroweb, do LEGOS, que disponibiliza séries temporais altimétricas através do endereço eletrônico http://www.legos.obs-mip.fr/soa/hydrologie/hydroweb/StationsVirtuelles/RioNegroRiver_tablo.html. Na figura 6.5.b, a série temporal altimétrica foi elaborada com o emprego da ferramenta VALS usada

para este estudo. Observam-se grandes dispersões nas medidas altimétricas, com uma seleção somente geográfica. Por outro lado, constata-se, a vantagem de uma seleção tri-dimensional dos dados em um espaço superfície-profundidade, com a aplicação da ferramenta VALS, efetuando-se uma seleção mais refinada dos dados altimétricos, selecionando-se, para cada traço do satélite, medidas que apresentam pequenas dispersões, melhorando sensivelmente a qualidade das séries temporais, visto que os RMSs entre as diferenças de nível de água da estação fluviométrica de Manaus e as séries altimétricas, são de 99 e 49 cm, para as séries temporais do hydroweb e do VALS, respectivamente. Na série temporal da Figura 6.5.b, observam-se pequenas dispersões também na vazante, que Birkett (1998) e De Oliveira Campos (2001) citaram como sendo um problema das medidas altimétricas do T/P.

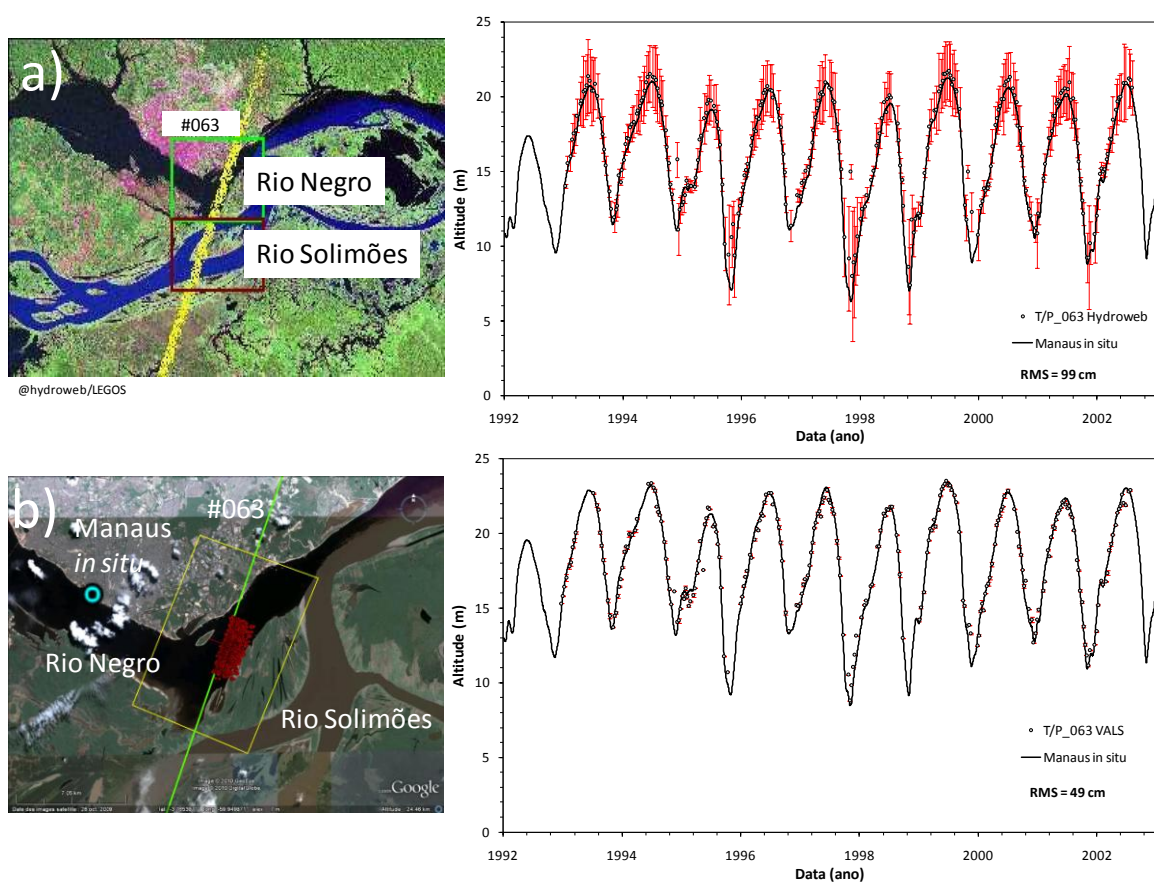


Figura 6.5 Estações virtuais, extraídas do segmento do traço do satélite T/P (*Ice-1*) nas proximidades de Manaus. Dispersões das medidas altimétricas, em vermelho.

a) Série temporal com seleção geográfica, polígono verde, na figura à esquerda. Base de dados hydroweb, do LEGOS.

b) Série temporal elaborada com o emprego da ferramenta VALS. Extração dos dados altimétricos através do polígono amarelo, pontos selecionados mostrados em vermelho e ponto em azul, estação fluviométrica de Manaus, na figura à esquerda. Mosaico de imagens Google Earth, em segundo plano.

As estações virtuais criadas ao longo desta tese são ilustradas na Figura 6.6 por pontos amarelos. Em Silva *et al.* (submetido 2009c) são apresentadas 14 séries temporais de nível de água utilizando-se as medidas provenientes dos algoritmos *Ice-1* (T/P), *Ice-2* (ERS-2)

e *Ice-1* e *Ice-2* (ENVISAT) em 7 zonas úmidas da bacia Amazônica, a saber: lago Janauacá, lago Caapiranga, lago Yanacu, lago Rocagua, lago Rocaguado, lago Curupira e lago Grande de Monte Alegre.

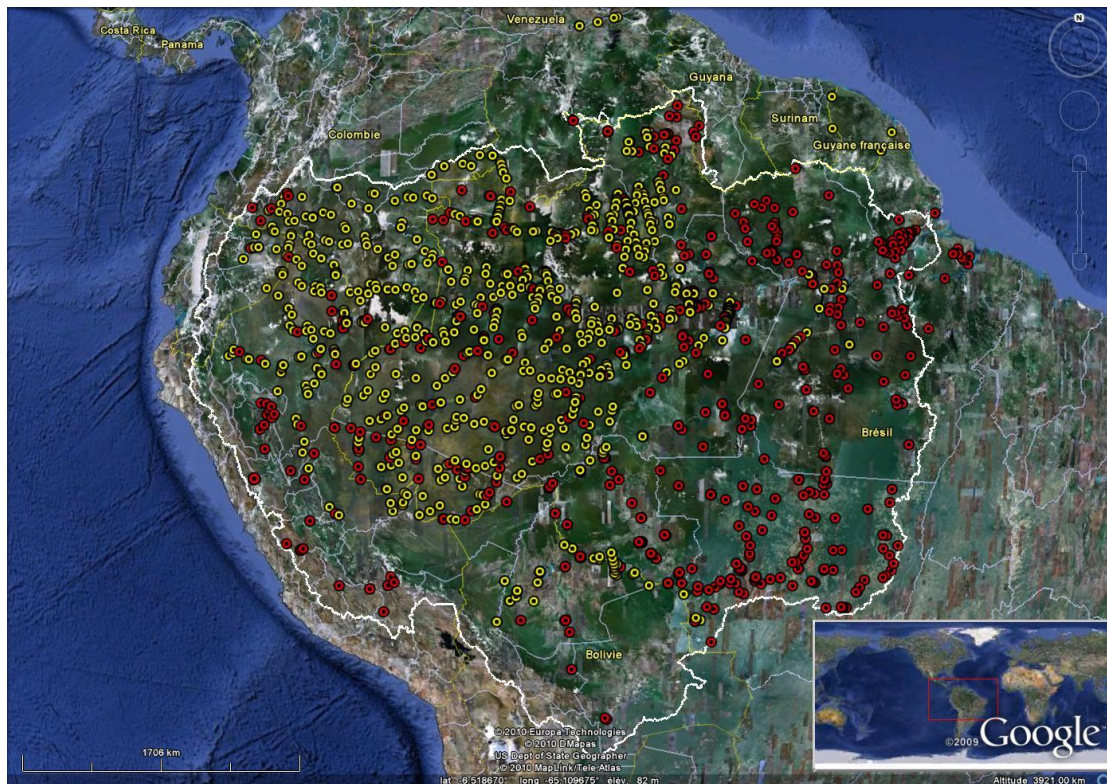
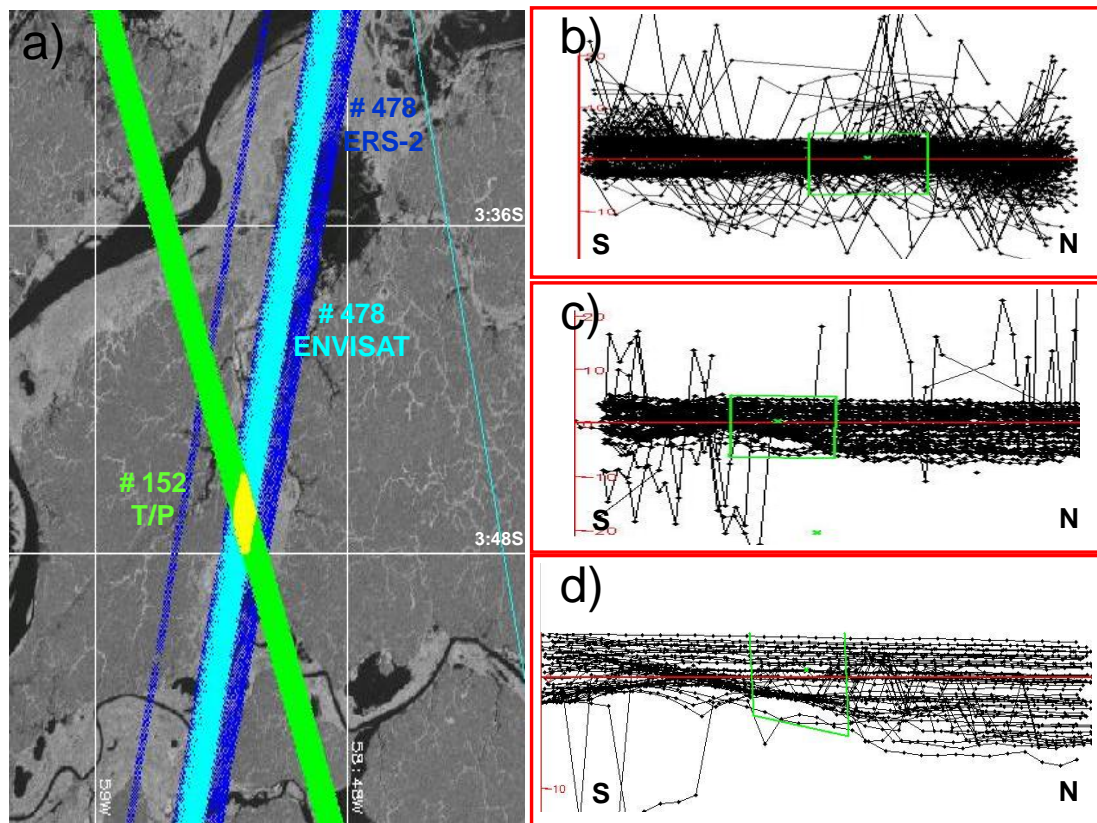


Figura 6.6 Bacia Amazônica área com as estações virtuais (pontos em amarelo) e estações fluviométricas (pontos em vermelho). Mosaico de imagens Google Earth em segundo plano.

No lago Curupira, sob os traços 152 e 478, dos satélites T/P (*Ice-1*), ERS-2 (*Ice-2*) e ENVISAT (*Ice-1*), respectivamente, é mostrado, nas Figuras 6.7 e 6.8, outro exemplo de estação virtual (Silva *et al.*, submetido 2010). Na Figura 6.7.a, os satélites cruzam o lago no sentido norte-sul. O perfil hidrológico medido pelo altímetro durante o trajeto dos satélites é mostrado nas Figuras 6.7b, 6.7c e 6.7d onde cada linha representa um ciclo de passagem do satélite, e os pontos indicam as médias da medida do altímetro a um segundo. Nota-se, nos perfis hidrológicos, que o lago apresenta o mesmo nível de água durante a cheia e que no ponto de cruzamento dos três satélites, a profundidade do lago é mais baixa, apresentando uma declividade. Pode-se conferir, também o progresso entre os dados dos satélites T/P ou ERS-2, dos anos 90, e aqueles do satélite ENVISAT, dos anos 2000, que apresenta medidas de boa qualidade, em virtude dos aperfeiçoamentos adicionados em seus sensores. Na Figura 6.8a, são apresentadas as séries temporais altimétricas no ponto de cruzamento dos satélites, onde nas estiagens, as medidas apresentam dispersões maiores que nas cheias, pois o altímetro mede o fundo do lago, cuja superfície é irregular e inclinada. Para compor a série temporal mostrada na Figura 6.8b, foram selecionadas as medidas altimétricas dos satélites ERS-2 e ENVISAT, localizadas mais ao norte do ponto de

cruzamento dos três satélites, onde o lago é mais profundo, bem como as medidas do satélite T/P nos períodos de cheia, resultando numa série enriquecida através da combinação dos três traços, com dados a partir de 1993 atualizados até 2008, onde se observa, efetivamente, toda a dinâmica da variação temporal de altura de água do lago.



Fonte: Silva *et al.* (submetido 2009c).

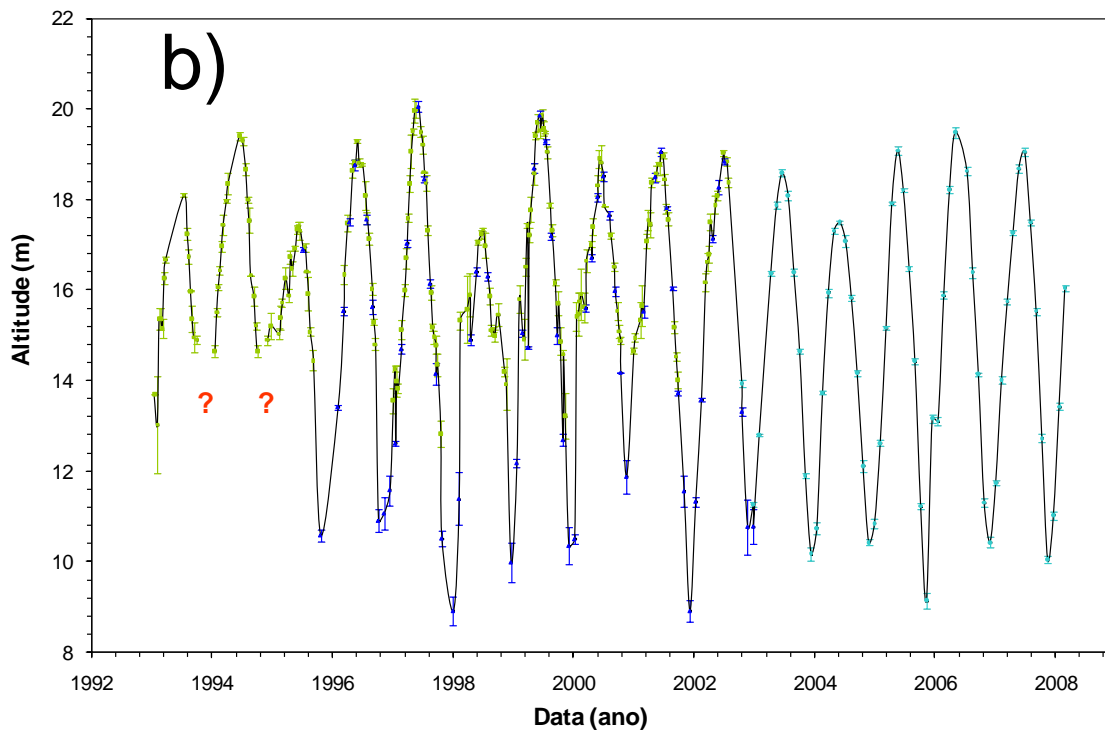
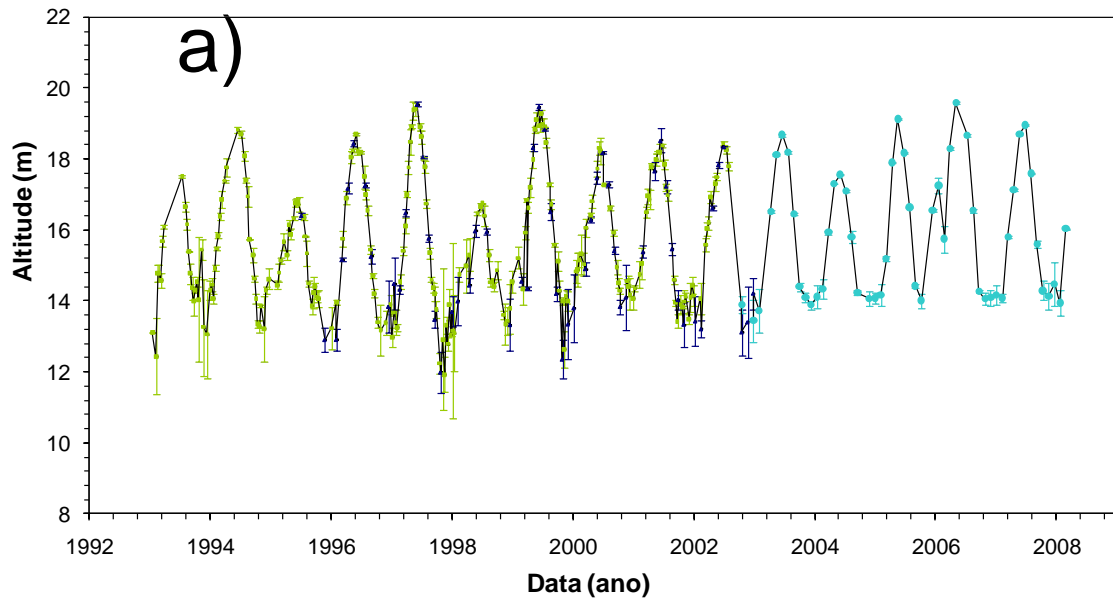
Figura 6.7 Estação virtual no lago Curupira.

a) Trajetórias dos satélites T/P traço 152 (em verde), ERS-2 traço 478 (em azul escuro) e ENVISAT traço 478 (em azul claro), no sentido norte-sul. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

b) Perfil hidrológico medido pelo altímetro Poséïdon1 do satélite T/P (*Ice-1*). Extração dos dados altimétricos através do polígono verde, mostrado na figura à esquerda em amarelo.

c) Perfil hidrológico medido pelo altímetro RA-1 do satélite ERS-2 (*Ice-2*). Extração dos dados altimétricos através do polígono verde, mostrado na figura à esquerda em amarelo.

d) Perfil hidrológico medido pelo altímetro RA-2 do satélite ENVISAT (*Ice-1*). Extração dos dados altimétricos através do polígono verde, mostrado na figura à esquerda em amarelo.



Fonte: Silva *et al.* (submetido 2009c).

Figura 6.8 Séries temporais altimétricas do lago Curupira.

a) Séries temporais altimétricas do lago Curupira, em verde T/P (*Ice-1*), em azul escuro ERS-2 (*Ice-2*) e em azul claro ENVISAT (*Ice-1*) no ponto de cruzamento dos três satélites.
b) Séries temporais altimétricas no lago Curupira, em verde T/P (*Ice-1*), em azul escuro ERS-2 (*Ice-2*) e em azul claro ENVISAT (*Ice-1*), ao norte do ponto de cruzamento dos três satélites. As interrogações em vermelho indicam que as medidas efetuadas no solo úmido do fundo do lago, na vazante, não foram consideradas.

6.1.3. VALIDAÇÃO DA METODOLOGIA PARA ELABORAÇÃO DAS ESTAÇÕES VIRTUAIS

Para a análise comparativa de Roux *et al.* (2010) foram utilizadas 43 estações virtuais, provenientes dos algoritmos *Ice-1* (ENVISAT) em rios da bacia do rio Negro, visto que as estações virtuais empregadas foram criadas independentes do objetivo proposto, os resultados obtidos apresentam maior grau de autonomia.

A rede de drenagem obtida com o SRTM não reproduz a complexidade da morfologia de rio, a presença das ilhas, por exemplo. Isso explica porque as escolhas que resultam do método AUTOSRTM são bastante diferentes das fornecidas pelos outros dois métodos, analisados em Roux *et al.* (2010). Outra limitação do método AUTOSRTM, é que, a linha obtida através do método de acumulação do escoamento não coincide, necessariamente, com a linha das margens do rio. Assim, o método representa, apenas, uma morfologia resultante da média de rio e não considera a variabilidade da sua morfologia. De um ponto de vista geográfico, esses inconvenientes conduzem a incertezas na identificação da localização do rio. No entanto, AUTOSRTM é um método completamente automático, que fornece globalmente resultados comparáveis ao método manual, mais subjetivo, que vai produzir resultados menos reprodutíveis. Por outro lugar, a maior parte das contradições da rede de drenagem pode ser reparada normalizando previamente o MDT (Grohmann, *et al.*, 2007) ou forçando o sentido do escoamento a lugares conhecidos de rio, como proposto por Hutchinson (1989), Saunders (1999), Seyler *et al.* (1999 e 2009d) e Getirana *et al.* (2007). Essas abordagens melhoram a vulnerabilidade de rede de drenagem, e, conseqüentemente, a definição da estação virtual, devendo ser examinadas em trabalhos futuros.

No que se refere ao procedimento de seleção manual (MANU), os dados ligados às zonas de inundação do rio, durante os períodos de cheias, tendem a ser escolhidos (a menos que se a seleção geográfica efetuada durante a primeira etapa deste método exclua as zonas de inundação). Isso explica porque alguns dados altimétricos escolhidos encontram-se afastados do leito de rio.

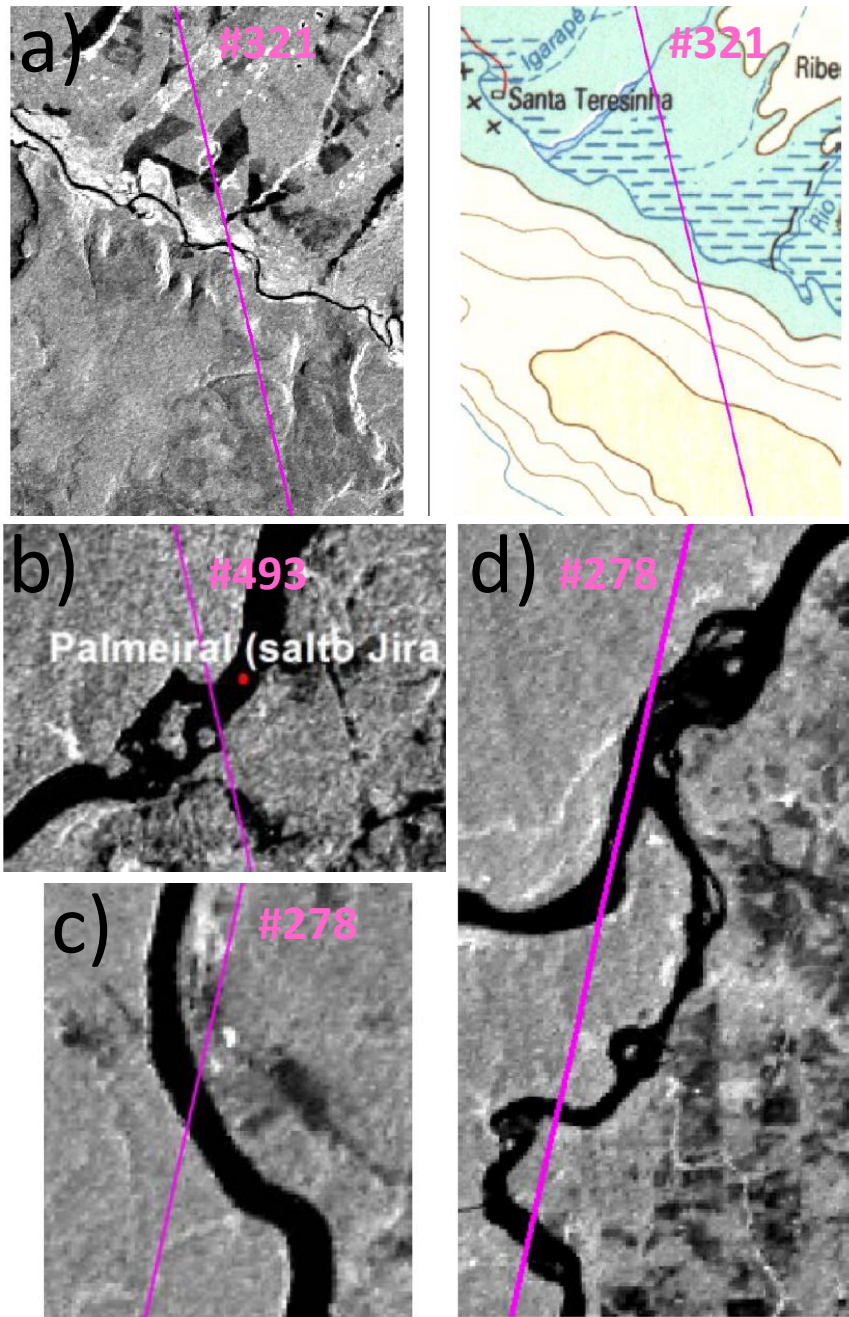
As análises comparativas de Seyler *et al.* (2008) foram conduzidas em rios e zonas úmidas, na região do Llanos de Mojos, da bacia do rio Madeira. Das 39 estações virtuais, provenientes dos algoritmos *Ice-1* (ENVISAT) utilizadas, somente uma não pode ser executada por ambos os métodos, quando o satélite sobrevoa a Serra Ricardo Franco, onde o rio Guaporé encontra-se em um vale de aproximadamente 500 m de altitude (traço, ascendente, 321). Nessa situação (Figura 6.9a), onde o meio não é uniforme, o altímetro é perturbado pelo desnível acentuado do relevo e perde a ancoragem e não consegue medir a superfície da lâmina de água.

Nas Figuras 6.9b, 6.9c, e 6.9d são apresentadas três estações virtuais que não apresentaram bons resultados pelo método manual. Na figura 6.9b, o satélite sobrevoa o rio que contorna uma ilha, no meio de uma cachoeira conhecida como Salto do Jirau, onde os

ecos do radar são contaminados por contrastes topográficos no interior da faixa imageada. Na estação *in situ* de Palmeiral, próxima ao traço 493 não ocorre nenhum registro de variação de nível de água proveniente da cachoeira. As outras duas situações são caracterizadas pelo cruzamento do satélite em um sentido quase paralelo ao rio, sendo inadequado para definição do escoamento pelo método manual (Figuras 6.9c e d). Nas três estações virtuais, as dispersões são grandes 46, 18 e 98 cm, respectivamente, com poucos dados por ciclo, sendo que em alguns ciclos a dispersão ultrapassa 2 m. Essas situações limitam a execução das estações virtuais pelo método manual, dificultando a seleção dos dados altimétricos.

Uma situação, bem singular, mostra-se quando o rio é meandrado e o traço é quase paralelo ao sentido do escoamento, com uma extensiva zona de inundação. Os dois métodos exibem resultados similares na cheia, embora o método AUTO-JERS apresente menos ciclos, no entanto, na estiagem, as diferenças são significativas. O método manual aponta grandes dispersões, denotando que o radar mede o solo desprovido de água, já o método AUTO-JERS apresenta completa ausência de medidas. Em todas as demais situações, a extração manual foi executada, com resultados ligeiramente melhores do que o método AUTOJERS (dispersões menores e mais ciclos aprovados). Os critérios de reprodutividade são certamente, a melhor vantagem do método AUTOJERS. Embora, nos casos onde o rio seja perpendicular à passagem do satélite, com pequena largura e em zona sujeita a inundações extensivas, a extração manual assinala-se como melhor método a se empregado.

Resulta destes estudos que as séries temporais elaboradas pelo método manual, com o emprego da ferramenta VALS, metodologia desenvolvida e testada no âmbito desta tese, atualmente, mostra-se como o melhor meio para se extrair as alturas altimétricas em hidrossistemas continentais. Com a vantagem, importante, de gerenciar as distorções geométricas da medida altimétrica (efeito *off-nadir*) que, ainda, não é possível com os métodos automáticos. Entretanto, não pode apresentar-se como uma solução definitiva, devido ao longo tempo despedido para sua execução, devendo, sobretudo, ser considerado como uma referência de qualidade para os futuros métodos automáticos.



Fonte: Seyler *et al.* (2008).

Figura 6.9 Limitações para extração das estações virtuais.

- a)** Desnível acentuado de relevo ocasionando perda da ancoragem do altímetro;
- b)** Contaminação do eco radar por acidente topográfico no interior da faixa imageada;
- c)** Cruzamento do satélite em um sentido quase paralelo ao rio.

6.1.4. CONSIDERAÇÕES

A seleção dos dados aparece como um fator chave na qualidade final da série temporal para aplicação da tecnologia da altimetria em hidrologia espacial. O fato de selecionar os dados em um ambiente tridimensional oferece a possibilidade de visualizar automaticamente as medidas altimétricas (*i.e.*, traços e características de cada medida) sob uma ambiente georeferenciado num mesmo sistema que os dados corrigidos. Essa vantagem permite refinar a seleção das medidas altimétricas, evitando-se incluir aquelas que não se encontram no plano de água, mas nas margens ou relacionadas aos problemas de ancoragem do satélite.

Com uma seleção criteriosa dos dados, efetuando-se as correções das distorções geométricas das medidas altimétricas, é possível a utilização do método manual mesmo em rios estreitos com aproximadamente 20 m de largura e em zonas úmidas, que na Amazônia são extensas, envolvendo na sua maioria corpos de água diferenciados, como rios, planícies de inundação, lagos e alagados interfluviais, com variação do nível de água de alguns decímetros a vários metros.

Algumas situações limitam a execução das estações virtuais pelo método manual, dificultando a seleção dos dados altimétricos, a saber: sentido de cruzamento do satélite com o corpo de água; ausência de dados confiáveis em locais com variações acentuadas de relevo e contaminação do eco radar onde o meio não é uniforme. As duas últimas limitações são provenientes da perda de ancoragem do altímetro (cf. § 3.6.2.1). Para o altímetro AltiKa, do satélite SARAL, foi elaborado um modelo digital do terreno com as medidas altimétricas obtidas pelo satélite ENVISAT, interpoladas ao longo do traço da órbita no solo, realizada com a metodologia manual desenvolvida e testada no âmbito dessa tese, em diversas bacias hidrográficas do planeta. Provendo-se o altímetro de recursos para se posicionar, antecipadamente, em um nível provável dos ecos a serem recebidos, minorando o problema da perda de ancoragem.

6.2. VALIDAÇÃO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS

Para a efetiva utilização dos dados altimétricos em hidrossistemas continentais faz-se necessário analisar e validar esses dados. No entanto, poucos estudos dedicados à validação detalhada dos dados altimétricos em rios Amazônicos, incluindo comparações com dados de estações fluviométricas, foram publicados (cf. § 3.8). Além disso, as zonas úmidas, objeto desta pesquisa, são pouco instrumentadas, com carência de estações fluviométricas, inviabilizando, portanto, estudos de validações nesses ambientes. Das zonas úmidas analisadas neste estudo, somente o lago Janauacá possui estações fluviométricas, instaladas a partir de 2006, portanto com uma série bastante restrita de observações para estudos de validação de séries temporais de nível de água. Constatou-se, nesse sentido, a necessidade de se desenvolver estudos de validação com os dados altimétricos, redirigindo-se, por outro lado, essas análises para locais distribuídos ao longo da bacia Amazônica, onde existem estações fluviométricas instaladas e que fazem parte da rede hidrológica nacional.

Diversos estudos foram conduzidos, sendo compartilhados com trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores:

- comparações internas das medidas altimétricas em pontos de cruzamento dos traços do satélite, publicado em Silva *et al.* (submetido 2009c, *in press* 2010 e em revisão 2010) e compartilhado com Seyler *et al.* (2008) e (cf. § 6.2.1);
- comparações externas das medidas altimétricas com estações fluviométricas instaladas sob o traço do satélite, publicado em Silva *et al.* (*in press* 2010) e compartilhado com Seyler *et al.* (2008, 2009a e 2009b) (cf. § 6.2.2); e
- comparações externas das medidas altimétricas com estações fluviométricas instaladas entre 2 e 30 km de distância do traço do satélite publicado em Silva *et al.* (*in press* 2010 e em revisão 2010) e compartilhado com Seyler *et al.*, (2008, 2009a e 2009b) (cf. § 6.2.3).

6.2.1. VALIDAÇÃO INTERNA PONTOS DE CRUZAMENTO

Cinco exemplos de cruzamento dos traços dos satélites foram analisados, utilizando 20 estações virtuais provenientes dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, para os satélites ENVISAT e ERS-2, respectivamente, apresentados em Silva *et al.* (*in press* 2010). Dois casos estudados são particularmente interessantes, com um tempo de revisita do satélite de somente 1,5 dias, visto que são raros os casos onde os cruzamentos se dão em um curto intervalo de tempo sob um mesmo corpo de água. Nos outros três casos o tempo de revisita é maior, entre 14 e 17 dias. Nos casos onde o tempo de revisita é somente 1.5 dias, considerou-se que não houve mudanças significativas no nível de água entre as passagens dos mesmos

ciclos. Contudo, trata-se de uma hipótese conservadora, pois os verdadeiros erros entre as medidas altimétricas podem ser inferiores aos encontrados se houverem mudança no nível de água entre as duas passagens do satélite Silva *et al.* (*in press* 2010 e em revisão 2010). Os resultados encontram listados na Tabela 6.1, onde também são apresentados os aproveitamentos dos pares de ciclos analisados.

Tabela 6.1 Diferença de RMS entre os pontos de cruzamentos com um curto intervalo de tempo de revisita do satélite.

Estação Virtual	Tempo de revisita (dia)	ENVISAT (cm) [pares de ciclos]	ERS-2 (cm) [pares de ciclos]
Rio Unini	1,5	18 [46/56]	52 [46/55]
Rio Pardo	1,5	18,3 [48/56]	40,3 [58/70]
Lago Rocaguado	5,5	14,8 [42/56]	
Lago Guaporé	5,5	15,8 [36/55]	

Fonte: Silva *et al.* (*in press* 2010 e em revisão 2010)

O primeiro estudo compreende o rio Pardo, no ponto de cruzamento formado pelos traços 106 e 149 (Figura 6.10). Destaca-se que o rio de Pardo é completamente estreito na posição do cruzamento dos traços dos satélites, visto que nenhum sinal de preto correspondente ao pixel da superfície reflexiva do rio aparece na imagem JERS-1, usada como fundo nas Figuras 6.10a e 6.10b. O curso do rio é sugerido somente por uma linha contínua de pixels brancos, que denotando a apresenta de vegetação inundada. Partindo-se dessa observação na imagem de JERS-1, o leito do rio no ponto de cruzamento dos traços dos satélites é inferior a 100 m de largura. Assim, como no caso do rio Negro, citado no item 6.1.1, a correção do efeito de afastamento do nadir foi efetuada nas medidas altimétricas. Os RMSs entre as diferenças de nível de água são de 18 e 40,3 cm, para o ENVISAT e o ERS-2, respectivamente. Esses resultados incluem a correção da declividade entre os traços, pois os mesmos não se cruzam na mesma posição sobre o rio, estando afastados 2 quilômetros entre si. A declividade foi calculada considerando-se a distância de cada par de ciclos em relação ao epicentro das passagens dos satélites entre os dois traços, lembrando que cada passagem corresponde a um ciclo de medidas, corrigindo-se em seguida a diferença correspondente do nível de água dada a declividade acima mencionada. A declividade média entre os traços corresponde a 14 cm/km o que equivale a uma correção média de 28 cm de nível de água, sendo que a redução no RMS é da segunda ordem, somente 3 cm. Entretanto, destaca-se que a determinação da declividade local aparece como um subproduto interessante de análises do cruzamento entre os traços.

O segundo estudo corresponde ao rio Unini, afluente do rio Negro, entre os traços 736 e 779, com largura aproximada de 750 m (Figura 6.11). O RMS entre as diferenças de nível de água é de 18 para o ENVISAT, comparável ao valor do rio Pardo, sendo, no entanto, menos relevante para o ERS-2, 52 cm.

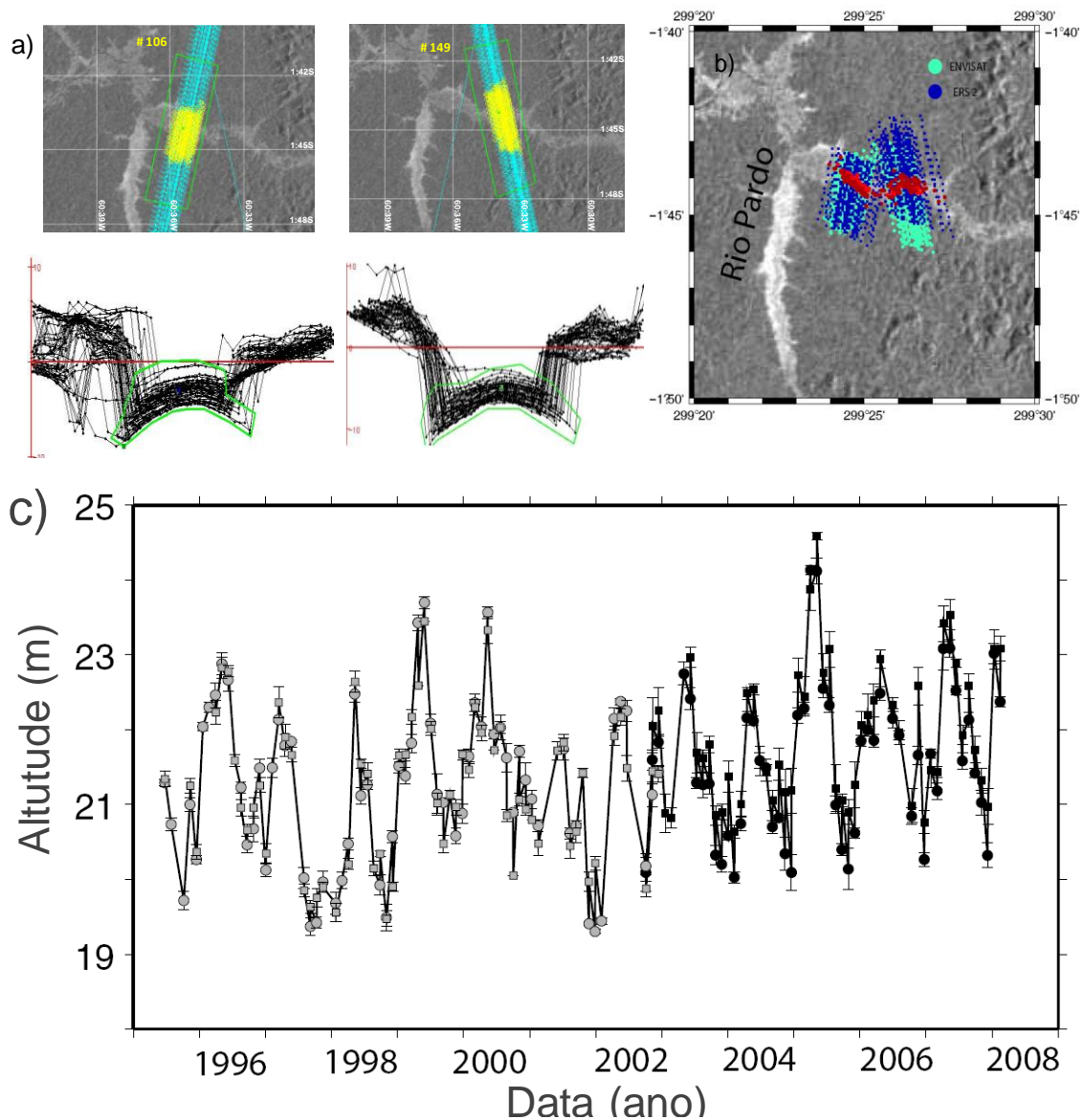
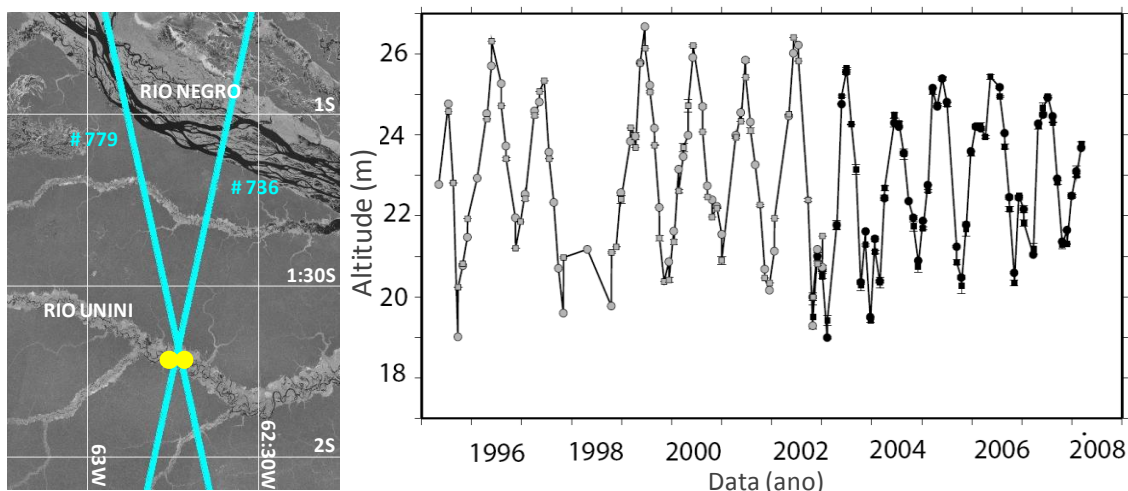


Figura 6.10 Cruzamento dos traços 106 e 149 dos satélites ERS-2 e ENVISAT, no rio Pardo, na bacia do rio Negro. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

a) Localização das medidas altimétricas nos quadros superiores, Em amarelo, os pontos selecionados para aplicação da correção do efeito *off-nadir*, delimitados pelos polígonos em verde nos segmentos dos perfis hidrológicos, que se estendem, transversalmente, sobre ~4,5 km, do curso do rio.

b) Os pontos vermelhos correspondem à localização dos vértices das parábolas das medidas altimétricas. Em azul escuro e azul claro, as medidas dos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente.

c) Série temporal altimétrica dos satélites ERS-2 e ENVISAT, círculos e quadrados, cinza e preto, correspondem aos traços 106 e 149, dos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente.



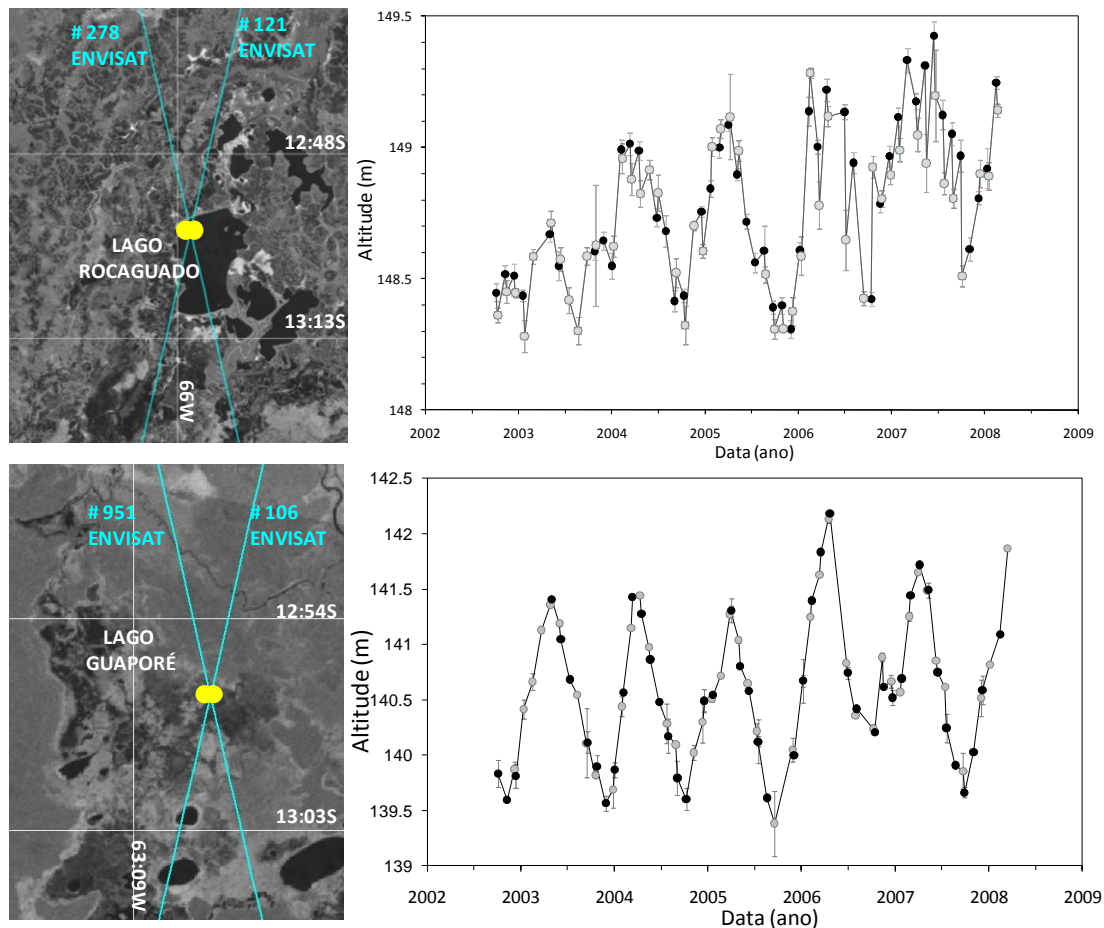
Fonte: Silva *et al.* (*in press* 2010 e em revisão 2010).

Figura 6.11 Série temporal altimétrica dos satélites ERS-2 e ENVISAT, no cruzamento dos traços 736 e 779, no rio Unini, afluente do rio Negro. Quadrados e círculos, cinza e preto, correspondem aos traços 736 e 779, dos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

Cruzamentos de traços altimétricos em zonas úmidas forma estudados em Silva *et al.*, (submetido 2009c e em revisão 2010) e em Seyler *et al.*, (2008) provenientes do algoritmo *Ice-1* do satélite ENVISAT, no lago Rocaguado, sob os traços 121 e 278 e no lago Guaporé, sob os traços 106 e 951, com tempos de revisita de 5,5 dias para ambos os lagos. O RMS entre as diferenças de nível de água é de aproximadamente 15 cm, comparável entre os dois lagos (Tabela 6.1). Destaca-se que esses valores dos RMS mostrados incorporam os erros das correções da troposfera seca e úmida por localizarem em altitudes superiores a 100 m em relação os rios Pardo e Unini, que se encontram na planície amazônica, dado que a diferença entre as médias das variações dos níveis de água correspondem a aproximadamente 12 mm, para ambos os lagos. Adicionalmente, observa-se que o aproveitamento dos ciclos analisados é inferior àqueles dos rios, por se encontrarem em zonas cobertas por vegetação inundada sujeitas a maiores ruídos no sinal do radar, no entanto, mesmo com uma baixa amplitude de variação de nível de água, no máximo 2,5 m, o ciclo hidrológico dos lagos é evidenciado (Figura 6.12).

Os cruzamentos estudados nos casos onde o tempo de revisita é longo situam-se em grandes rios, como o rio Amazonas, sob os traços 063 e 478; e o rio Solimões, sob os traços 149 e 564; mas também em rios menores, como o rio Itapará, sob os traços 192 e 693, afluente do rio Branco (Silva *et al.*, *in press* 2010 e em revisão 2010). Os resultados encontram-se listados na Tabela 6.2 e exemplificados na figura 6.13, Foram incluídos na Tabela 6.2 as comparações para os casos precedentes com curto tempo de revisita. As dispersões das medidas altimétricas entre os pares de traços são comparáveis entre si, tanto para grande tempo de revisita, quanto para curtos. Para os satélites ENVISAT e ERS-2, os valores de ϵ variam entre 0 e 5 % e entre 1 e 6%, respectivamente. Sendo que, para curto tempo de revisita compreendem intervalos de 0 a 5%, para o satélite ENVISAT e 5 a 6%, para o satélite ERS-2. Sabe-se que o parâmetro ϵ não fornece uma análise precisa da

qualidade da série temporal conjunta, no entanto permite estabelecer alguns limites sobre o valor do erro. Dos sete casos analisados, o erro médio para longo tempo de revisita é da mesma ordem de grandeza que os das séries de curto tempo de revisita, por exemplo, aproximadamente 15 e 20 cm para satélite ENVISAT e entre 40 e 50 cm para o satélite ERS-2.

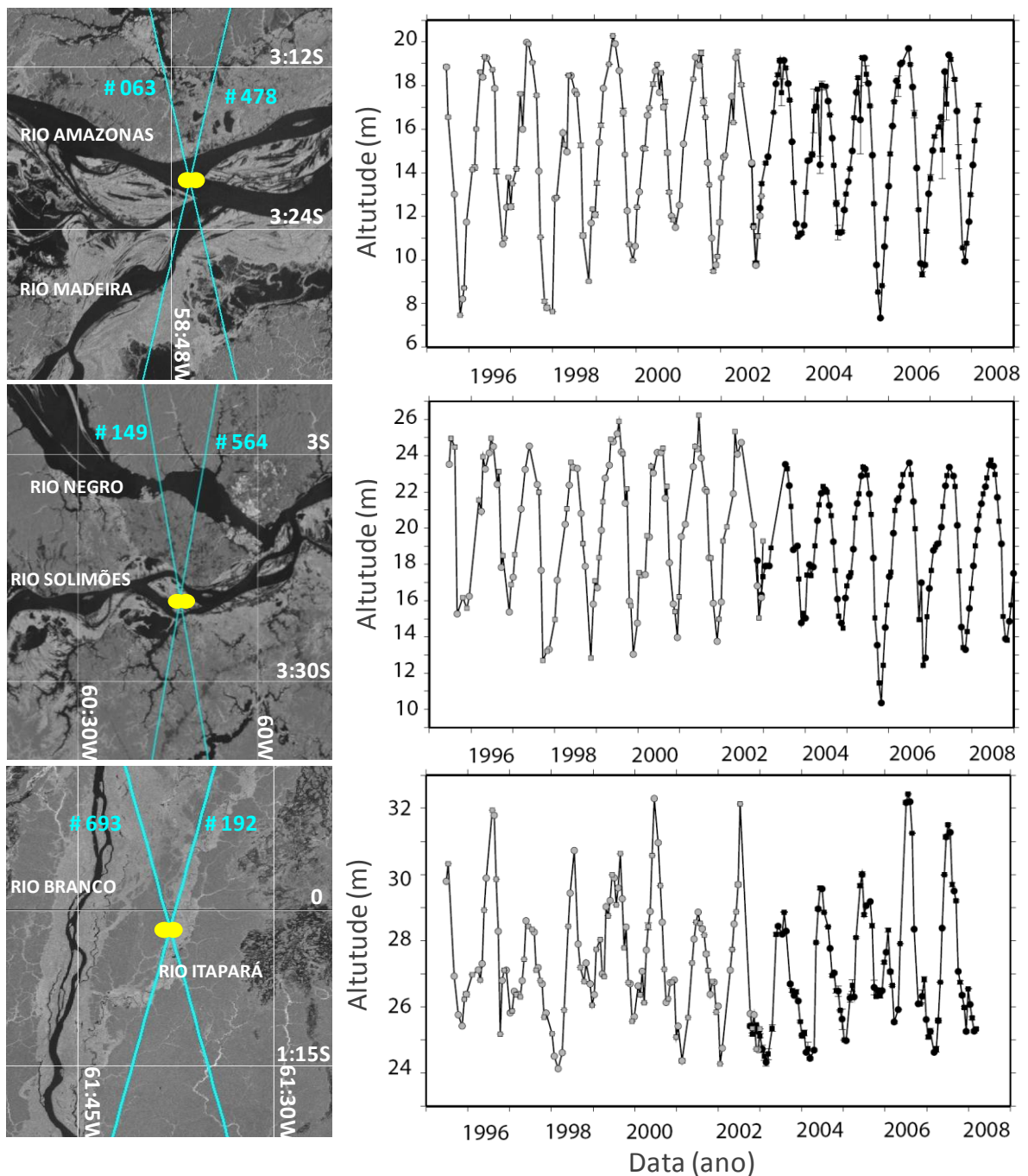


Fonte: Silva *et al.* (submetido 2009c e em revisão 2010).

Figura 6.12 Série temporal altimétrica do satélite ENVISAT (*Ice-1*), no cruzamento dos traços 121-278 e 106-951, lagos Rocaguado e Guaporé, respectivamente. Círculos preto correspondem aos traços 121 e 106 e cinza 278 e 951. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

Tabela 6.2 Comparação dos pontos de cruzamentos dos traços dos satélites.

Estação Virtual	Tempo de revisita (dias)	ENVISAT (m)			ERS-2 (m)		
		σ_1	σ_2	ϵ	σ_1	σ_2	ϵ
Rio Amazonas	14	3,16	3,00	2,6	3,24	3,54	4,9
Rio Solimões	14,5	3,21	3,27	3,2	3,56	3,91	5,4
Rio Itaparã	17,5	2,00	1,93	1,8	1,79	1,74	1,3
Rio Pardo	1,5	1,00	0,91	4,7	1,06	0,95	5,8
Rio Unini	1,5	1,73	1,80	2,8	1,97	1,85	4,7
Lago Rocaguado	5,5	0,30	0,31	0,1			
Lago Guaporé	5,5	0,60	0,64	3,6			



Fonte: Silva *et al.*, (in press 2010 e em revisão e 2010),

Figura 6.13 Série temporal altimétrica dos satélites ERS-2 e ENVISAT, no cruzamento dos traços 063 e 478, 149 e 564, e, 192 e 693, nos rios Amazonas, Solimões e Itaparã, respectivamente. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano. Círculos e quadrados, cinza e preto, correspondem aos traços dos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente.

6.2.2. VALIDAÇÃO EXTERNA

A comparação das séries temporais altimétricas com estações fluviométricas foi executada para 34 estudos da região Amazônica, com larguras de vários quilômetros a

alguns metros. Sendo que 27 aplicações são apresentadas em Silva *et al.*, (*in press* 2010 e em revisão 2010) e 7 investigações, conduzidas na planície de inundação dos Llanos de Mojós, na bacia do rio Madeira, mostrados em Seyler *et al.*, (2008, 2009a e 2009b). A seleção dos dados foi executada separadamente e regressões lineares foram computadas independentemente para os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* do satélite ENVISAT e *Ice-2* do satélite ERS-2.

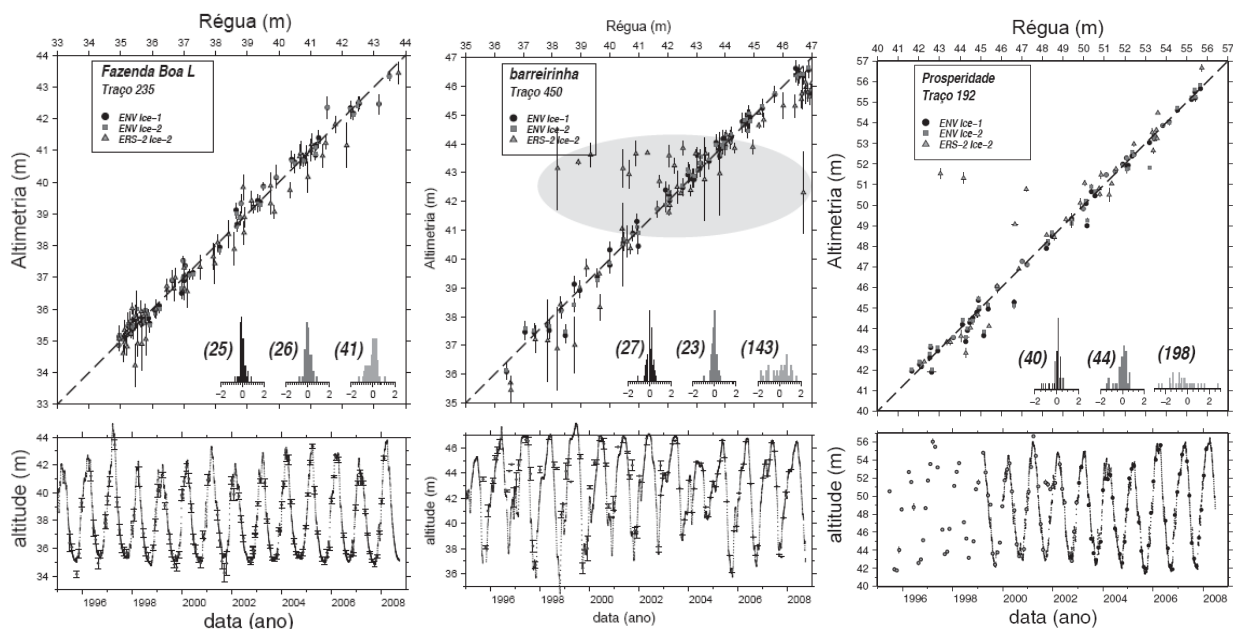
6.2.2.1. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS ABAIXO DO TRAÇO DO SATÉLITE

Estações fluviométricas instaladas abaixo do traço do satélite foram analisadas para 5 rios da bacia Amazônica em Silva *et al.*, (*in press* 2010 e em revisão 2010). Os resultados encontram-se listados na tabela 6.3, sendo alguns apresentados na Figura 6.14. Para as séries temporais do satélite ENVISAT, o menor RMS encontrado para o algoritmo *Ice-1* é 25 cm em Fazenda Boa Lembrança e para o algoritmo *Ice-2* é 24 cm em Barrerinha, enquanto que para o satélite ERS-2 é 41 cm, igualmente na Fazenda Boa Lembrança. Para as séries temporais do satélite ERS-2, grandes RMS de 1,43 m e 1,98 m são encontrados em Barreirinha e em Prosperidade. Esse valor para o RMS não corresponde a grandes erros aleatórios. Na realidade, são devidos, na sua maioria, a alguns pontos mal selecionados (áreas cinza na Figura 6.14). Contudo, todos estes pontos apresentam aproximadamente a mesma altitude e podem corresponder a contaminação do eco do radar por algum acidente topográfica, detectado pelo altímetro.

Na situação em que o curso do rio encontra-se no interior da faixa imageada pelo radar altimétrico, o coeficiente linear da regressão deve se igualar a 1. No entanto, seus valores oscilam entre 0,976 e 1,008 para as séries do satélite ENVISAT (*Ice-1*), 0,969 a 1,006 nas séries do satélite ENVISAT (*Ice-2*) e 0,788 a 0,993 para as séries do satélite ERS-2 (*Ice-2*). Algumas vezes, os melhores e piores valores de ajustamentos são obtidos na mesma estação *in situ*, exemplo de Barreirinha. Isto sugere que a posição da interseção do traço altimétrico com o plano de água e seu ambiente influencia na qualidade da série altimétrica.

Nos estudos de Seyler *et al.*, (2008, 2009a e 2009b), provenientes do algoritmo *Ice-1* do satélite ENVISAT, dois casos foram analisados quando as estações fluviométricas encontram-se instaladas abaixo do traço do satélite, Pimenteiras e Vila Bela da Santíssima Trindade, com RMS de 17 e 34 cm e coeficiente linear da regressão de 1,02 e 0,62, respectivamente, listados na Tabela 6.6. Supõe-se que o ajustamento em Vila Bela da Santíssima Trindade não apresenta bons resultados devido à diferença na mensuração espacial dos dados, a estação *in situ* registra o nível do escoamento no leito principal do rio Guaporé enquanto o radar altimétrico mede o nível da lâmina de água ao longo de um percurso de aproximadamente 6 km, que compreende a planície de inundação, em sua maior parte composta por vegetação inundada.

Com relação aos dados do satélite ENVISAT, os resultados obtidos usando o algoritmo *Ice-2* são tão bons quanto aqueles obtidos usando o algoritmo *Ice-1*. Em estudo precedente, Frappart *et al.*, (2006a) chegaram à conclusão diferente, indicando que algoritmo *Ice-1* apresentava melhores RMS do que algoritmo *Ice-2*. Em Frappart *et al.*, (2006a), as séries temporais foram obtidas através de uma simples seleção geográfica das medidas altimétricas. Não foi executada nenhuma edição das medidas incluídas no domínio da estação virtual. No presente estudo, constatou-se que as medidas provenientes do algoritmo *Ice-2* apresentam maiores ruídos (*outliers*) do que aquelas do algoritmo *Ice-1*. A diferença no desempenho do algoritmo *Ice-2* entre o presente estudo e aquele conduzido por Frappart *et al.*, (2006a) são resultantes da eliminação desses ruídos com o emprego da ferramenta VALS.



Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 6.14 Regressões lineares quando as estações fluviométricas se encontram instaladas abaixo do traço do satélite. A linha pontilhada na diagonal representa o ajustamento perfeito, com inclinação igual a 1. Os RMS encontram-se entre parênteses ao lado dos histogramas dos resíduos, em cm. Abaixo as séries temporais altimétricas e *in situ*.

Tabela 6.3 Estatística das comparações com as estações fluviométricas instaladas abaixo do traço do satélite.

Estação <i>in situ</i>	Traço	ENV (2002-2008)						ERS - 2 (1995-2002)				
		Ice-1		Δz	RMS	Ice-2		Δz	RMS	Ice-2		RMS
	Coeficiente linear	Z_0	Coeficiente linear			Z_0	Coeficiente linear			Δz	RMS	
Barrerinha (Rio Negro)	450	1,008 ± 0,014	31,760 ± 0,42	0,088	0,278	1,006 ± 0,013	31,815 ± 0,169	0,069	0,239	0,788 ± 0,088	2,322	1,43
Paricatuba (Rio Negro)	650	0,976 ± 0,012	7,809 ± 0,187	0,378	0,523	0,983 ± 0,008	7,643 ± 0,134	0,357	0,442	0,920 ± 0,036	1,25	1,07
Fazenda B, L, (Madeira)	235	0,993 ± 0,003	31,442 ± 0,024	0,043	0,249	0,985, ± 0,004	31,424,, ± 0,025	0,096	0,256	0,973 ± 0,009	0,175	0,413
Sao Felipe (Rio Negro)	536	0,977± 0,005	59,005 ± 0,043	0,207	0,279	0,969 ± 0,005	58,937 ± 0,050	0,724	0,282	0,993± 0,018	0,066	0,517
Prosperidade (Rio Madeira)	192	1,004 ± 0,005	38,710± 0,056	0,037	0,398	0,993± 0,006	38,561 ± 0,069	0,061	0,441	0,863± 0,192	1,339	1,975

Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Adicionalmente, duas zonas úmidas, com características diferenciadas foram apresentadas em Silva *et al.*, (submetido, 2009c), o lago Caapiranga, um alagado interfluvial, com vegetação constantemente inundada e o lago Janauacá, onde a presença de vegetação é bastante inferior no plano da lâmina de água com o traço do satélite. No lago Janauacá, a variação temporal dos níveis de água nas séries elaboradas com os dois algoritmos, *Ice-1* e *Ice-2*, encontra-se no intervalo das dispersões calculadas. Fato contrário ocorre no lago Caapiranga, observa-se um erro sistemático entre os dois algoritmos, que se supõe resultante da contaminação do sinal por ecos proveniente de contrastes de retro-difusão ocasionados pela presença da vegetação, revertendo-se em maiores ruídos no algoritmo *Ice-2*. No entanto, mesmo com uma pequena amplitude de variação do nível de água, aproximadamente 60 cm, pode-se ver, claramente, o ciclo hidrológico, mostrando que os erros das medidas são inferiores à amplitude do sinal.

6.2.2.2. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS DISTANTE DO TRAÇO

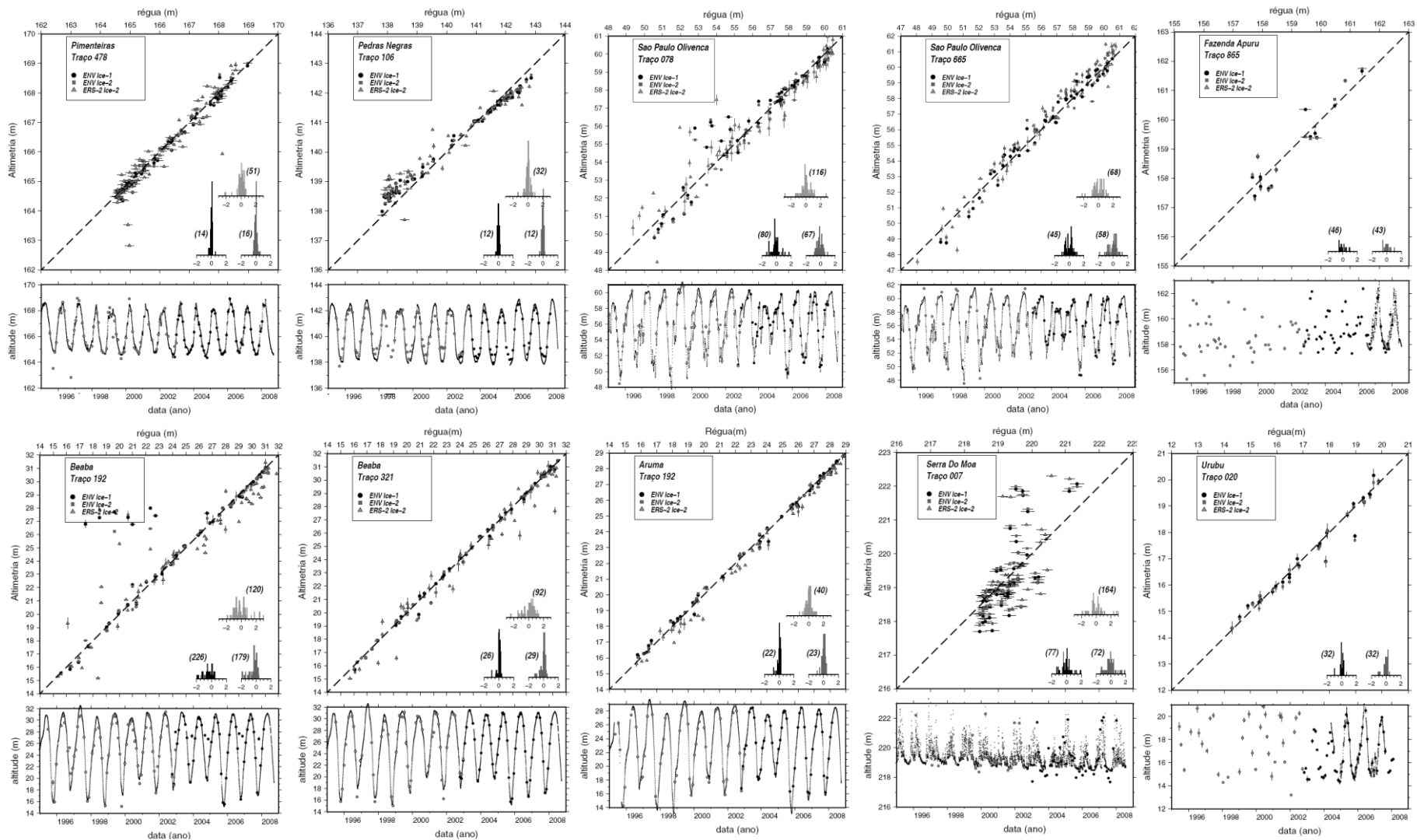
Estações fluviométricas instaladas distante do traço do satélite foram analisadas para 20 rios da bacia Amazônica, com 18 casos estudados em Silva *et al.*, (*in press* 2010 e em revisão 2010) e 5 apresentados em Seyler *et al.*, (2008, 2009a e 2009b).

Os resultados de Silva *et al.*, (*in press* 2010 e em revisão 2010) encontram-se listados na Tabela 6.4 e apresentados na Figura 6.15, Esses resultados são extremamente variáveis. Os menores RMSs encontrados foram 12 cm, em Pedras Negras, para as séries do satélite ENVISAT (*Ice-1* e *Ice-2*) e 34 cm, em Príncipe da Beira, para as séries do satélite ESR-2 (*Ice-2*). O coeficiente linear da regressão é sensivelmente diferente de 1, com valores entre 0,842 e 1,325, 0,847 e 1,263, 0,785 e 1,481 para as séries ENVISAT *Ice-1*, *Ice-2* e séries ERS-2, respectivamente. Esses coeficientes são bastante coerentes entre si, mas sugerem amplitudes de variação muito diferente entre as séries altimétricas e as séries *in situ*. Resultados típicos da dificuldade que há em se comparar séries distanciadas umas das outras. A Tabela 6.4 apresenta também outro parâmetro, *Es*, que corresponde à porcentagem de ciclos utilizados na regressão. Nota-se que em virtude do método de seleção utilizado, poucos pontos foram rejeitados para o satélite ENVISAT, por outro lado os resultados do satélite ERS-2 são ligeiramente mais variados (75% de rejeição em Príncipe da Beira), Em contrapartida, certos pontos retidos são claramente falsos e poderiam ser afastados da seleção.

Em Pedras Negras, os RMSs encontrados são os menores para as séries do satélite ENVISAT. Os coeficientes lineares das regressões são 0,842, 0,847 e 0,785 para as séries ENVISAT *Ice-1*, *Ice-2* e séries ERS-2, respectivamente. O rio é estreito com aproximadamente 250 m de largura na estação *in situ* e 190 m de largura no cruzamento com o traço 106, 30 km a jusante da estação *in situ*. Nota-se que o traço cruza a curso do rio Guaporé com um ângulo próximo a 45°, sendo o comprimento real da seção transversal 330 m. Outra boa

comparação se encontra em Pimenteiras, onde o rio Guaporé é ainda mais estreito 150 m de largura na posição da estação *in situ* e no cruzamento com o traço 478, 6 km a jusante. Os coeficientes lineares das regressões são melhores que em Pedras Negras, próximos de 1. Observa-se que a distância entre o traço do satélite e a estação *in situ*, respeitando-se o limite de 30 km e quando não ocorrem mudanças hidrológicas entre ambos, bem como a largura do rio, não são fatores que aumentam as anomalias entre os níveis de água medidos pelo radar altimétrico e os medidos *in situ*.

Duas estações *in situ* são comparadas com dois traços, separadamente. Em São Paulo de Olivença, no rio de Solimões, são analisados os traços 078 e 665 ambos passam a montante da estação *in situ*; em Beaba, situado no rio de Purus, são comparados os traços 192 e 321 que passam a jusante da estação *in situ*. Para ambos os casos, os resultados são bastante diferentes. Para a estação *in situ* de São Paulo de Olivença as análises não apresentam bons resultados para o traço 078, em particular para a série temporal com o algoritmo *Ice-1*. Destaca-se, que mudanças no contexto hidrológico ocorrem no rio Solimões, entre o traço 078, à montante do traço 665, e a estação *in situ*, onde o rio Solimões é mais estreito. Entre o traço 078 e o traço 665, que se encontra mais próximo da estação *in situ*, um tributário da margem direita, se junta, ao rio Solimões, produzindo um represamento parcial do leito de rio, depositando uma grande quantidade de sedimentos, evidenciado pela presença de um banco de areias em sua margem. Inversamente, na margem esquerda, um afluente desvia parte do escoamento do rio Solimões, retornando ao leito principal somente a jusante da estação *in situ*. Sendo, portanto, diferenciadas as condições do escoamento do rio Solimões nos traços 078 e 665, bem como na estação *in situ*, onde a leito do rio apresenta, somente, 1,1 km, enquanto que sob os traços são bem mais largo, aproximadamente 1,8 km. Observa-se alguns pontos a meia altura, entre 55 e 56 m, na Figura 6.15 da regressão entre as leituras da estação *in situ* e o traço 078 em São Paulo de Olivença, onde se supõem que alguns ecos do radar foram poluídos pela ilha arenosa, na margem direita do rio Solimões, tendo sido incluído erroneamente na seleção das medidas altimétricas.



Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 6.15 Regressões lineares quando as estações fluviométricas se encontram instaladas entre 2 e 30 km do traço do satélite. A linha pontilhada na diagonal representa o ajustamento perfeito, com inclinação igual a 1. Os RMS encontram-se entre parênteses ao lado dos histogramas dos resíduos, em cm. Abaixo as séries temporais altimétricas e *in situ*.

Tabela 6.4 Estatística das comparações quando as estações fluviométricas se encontram instaladas entre 2 e 30 km do traço do satélite.

Estação <i>in situ</i>	ENV (2002-2008)						ERS -2 (1995-2002)		
	Coeficiente linear	Ice-1		Coeficiente linear	Ice-2		Coeficiente linear	Ice-2	
		RMS	Es		RMS	Es		RMS	Es
Palmeiras	1,016 ± 0,056	0,361	91	1,012 ± 0,059	0,369	91	0,982 ± 0,035	0,831	100
Santa Maria	0,978 ± 0,026	0,810	91	0,985 ± 0,027	0,830	91	0,823 ± 0,103	1,193	98
São Paulo Olivença	1,325 ± 0,179	0,802	91	1,263, ± 0,123	0,666	89	0,912 ± 0,051	1,163	100
	1,039 ± 0,010	0,452	91	1,029 ± 0,017	0,577	91	1,039 ± 0,018	0,683	90
Ipiranga Novo	1,002 ± 0,009	0,343	89	1,031 ± 0,010	0,345	89	0,952± 0,020	0,533	96
Barreira Alta	0,964± 0,009	0,372	91	0,948± 0,009	0,374	91	0,914± 0,021	0,544	94
Fonte Boa	0,948 ± 0,011	0,432	87	0,967 ± 0,003	0,237	85	0,954 ± 0,015	0,582	95
Serra do Moa	1,325 ± 0,142	0,775	89	0,738 ± 0,124	0,722	87	1,481 ± 0,598	1,636	71
Beaba	0,775 ± 0,16	2,259	91	0,867 ± 0,101	1,792	91	0,890 ± 0,038	1,196	97
	1,009 ± 0,021	0,258	91	1,006 ± 0,028	0,295	91	0,982 ± 0,024	0,925	90
Arumã Jusante	0,975 ± 0,002	0,225	86	0,9868 ± 0,002	0,235	87	1,017 ± 0,005	0,400	100
Missao Içana	0,990± 0,006	0,298	91	0,963± 0,007	0,335	91	1,051 ± 0,013	0,442	82
Pimentairas	1,010± 0,002	0,139	98	1,027± 0,003	0,164	98	1,021± 0,027	0,512	94
Pedras Negras	0,842± 0,001	0,118	91	0,847± 0,001	0,119	91	0,785± 0,008	0,322	99
Príncipe da Beira	1,020± 0,004	0,296	89	1,016± 0,006	0,338	89	0,989± 0,016	0,340	25
Fazenda Apurú	1,054± 0,053	0,462	91	1,077± 0,045	0,427	91	N/A	N/A	74
Maloca Tenharim	1,057± 0,0037	0,212	91	1,068± 0,005	0,254	91	1,043± 0,045	0,716	87
Urubu	0,955± 0,012	0,317	91	0,947± 0,013	0,343	91	N/A	N/A	60

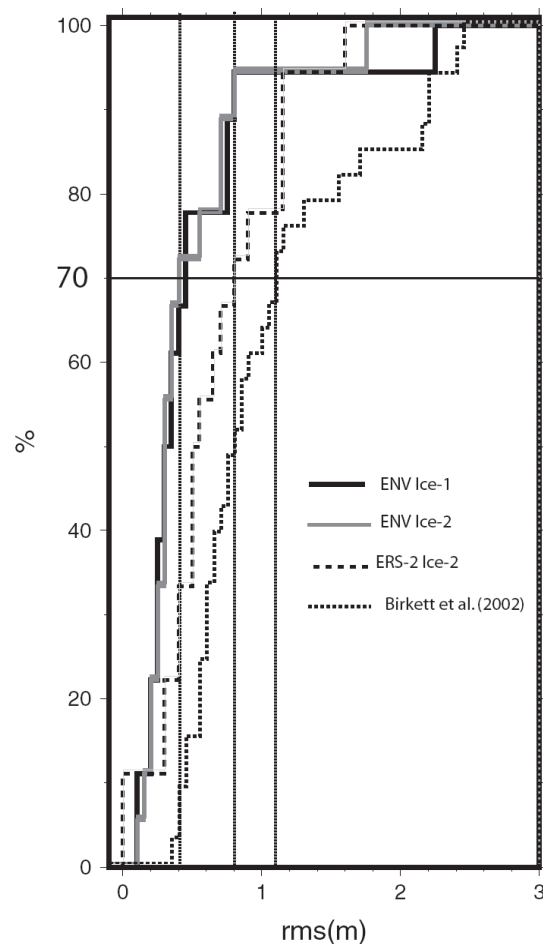
Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Quanto à estação de Beaba, após a estação *in situ* o rio é meandrado, com uma curva exatamente no ponto de interseção do plano de água com os dois traços, sendo erodido no traço 321, margem direita, parte côncava da curva, com o depósito do sedimento ocorrendo na margem esquerda, parte convexa, onde passa o traço 192. Os ajustes apresentam bons resultados com a série altimétrica do traço 321, que se encontra mais próximo da estação *in situ*, no início da curva do meandro, em particular para as séries ENVISAT. Fato contrário ocorre com as séries do traço 192. Alguns pontos que se afastam da tendência geral, são agrupados a uma altitude constante, entre 26 e 28 m, sugerindo a contaminação do eco do radar pela mudança de relevo do leito do rio. Situação similar é observada no estudo de Seyler *et al.*, (2008), que descrevem que em partes meandradas dos rios os ecos do radar são contaminados pela mudança de relevo da lâmina de água entre o rio e a planície de inundação. Além disso, quando a linha d'água atinge essa altitude ocorrem distorções geométrica na medida altimétrica, visto que o altímetro permanece ancorado ao nível de água de um pequeno lago na margem esquerda. Alguns quilômetros adiante, o traço 779 cruza o rio Purus, que se encontra 12 km a jusante da estação *in situ* Aruanã, apresentando excelentes ajustes, os coeficientes lineares das regressões variam entre 0,98 e 1,02 e os RMSs são reduzido para todas as séries altimétricas.

O pior ajuste entre as séries *in situ* e altimétricas, ocorrem na estação de Serra do Moa, alto rio Juruá, localizado na porção Norte do estado do Acre, fronteira com o Peru e o vale médio do rio de Ucayali, correspondendo a uma dobradura Andina, o último dente reto da Cordilheira oriental, atravessadas por diversos tributários do alto rio Juruá. Os coeficientes lineares das regressões entre as medidas *in situ* e as três séries altimétricas apresentam valores bastante diferenciados entre si, a saber: 1,325 e 0,738 para as séries do ENVISAT e 1,481 para a série do ERS-2. Na Cordilheira Andina, o rio é ainda estreito, aproximadamente 50 m de largura e as leituras da estação *in situ* resultam num hidrograma plurimodal, indicando que os níveis variam rapidamente. Ressalta-se que, embora a distância entre o traço e a estação *in situ* seja limitada a, somente, 1,5 km, o traço cruza o rio Juruá, ainda, na Cordilheira Andina, enquanto a estação *in situ* situa-se na planície, aos pés dos montes. Os níveis podem apresentar variações significativas entre os dois lugares, onde a dinâmica do escoamento, é muito diferente, dificultando a comparação. Finalmente, a declividade do rio é grande, embora não tenha sido calculado com precisão, estima-se que, localmente, seja superior a 10^2 . Tal declividade faz com que o feixe do radar ao incidir sobre o rio, imageia alvos diferenciados em termos da altitude, devido aos pequenos desvios das passagens sucessivas do satélite, resultando em dados não confiáveis, sendo uma das limitações para a elaboração de estações virtuais descrita em Seyler *et al.*, (2008). Esse efeito não foi corrigido nas séries altimétricas no escopo deste estudo. No entanto, para essa situação, a correção da declividade apresentada em Eq. 3.10 devia ter sido incluída, para que todos os pontos da série altimétrica resultassem numa posição teórica idêntica ao das leituras da estação *in situ* Serra do Moa, no rio Juruá.

Nas estações de Urubu e Fazenda Apuru, as comparações foram limitadas a alguns pontos devido à ausência de registro *in situ*. Em ambos os casos, a comparação apresentou-se impossível para as séries do ERS. Nesses estudos, as séries altimétricas oferecem um complemento interessante às medidas *in situ* por apresentarem dados anteriores a instalação das réguas de leitura.

O histograma das diferenças dos RMSs entre a série altimétricas e as estações *in situ* é mostrado em figura 6.16, 70% da série do ENVISAT apresentam RMS inferior a 40 cm, mas somente 35% da série do ERS-2 denotam o mesmo resultado, 70% das séries sustêm 80 cm de RMSs. Birkett *et al.* (2002) apresentam uma lista de 34 séries temporais altimétricas para a bacia Amazônica, utilizando dados do algoritmo *Ocean* do satélite T/P. O histograma das diferenças dos RMSs entre a série altimétricas e as estações *in situ* é mostrado em figura 6.16. Para essas séries, os resultados de 70% correspondem a 110 cm, valores muito superior ao encontrados para as séreis do ERS-2.



Fonte: Silva *et al.* (in press 2010)

Figura 6.16 Histograma das diferenças de RMS entre as séries altimétricas e *in situ*.

Nos estudos procedidos por Seyler *et al.*, (2008, 2009a e 2009b), provenientes do algoritmo *Ice1* do satélite ENVISAT, os ajustes também são variáveis, o menor RMS é de 40 cm, em Porto Velho, enquanto que, o maior, 1,47 m, ocorre com a estação de Abunã, listados na Tabela 6.5. Sendo que o coeficiente linear da regressão varia entre 0,74 e 1,06,

em Pedras Negras e Porto Velho. Embora apresente um coeficiente linear da regressão de 0,99, o RMS na estação de Abunã é o maior encontrado, constatou-se que nas enchentes e nas vazantes os dados altimétricos ajustaram-se bem com os dados *in situ*, embora subestimem as cheias e as vazantes. A largura do rio é praticamente a mesma e não há nenhuma evidência de uma zona sujeita a inundações. No entanto uma região de floresta inundada circunda a curva do rio Madeira entre Abunã e traços 278, a jusante, bem como pequenos tributários juntam-se ao rio Madeira nesse trecho. A junção dos tributários com o fluxo proveniente da vegetação inundada pode ser responsável pelas diferenças de escoamentos do rio na estação *in situ* e no traço 278, com baixa qualidade no ajuste entre as duas séries temporais.

Tabela 6.5 Estatística das comparações quando as estações fluviométricas se encontram instaladas entre 2 e 30 km do traço do satélite, na planície de inundação dos Llanos de Mojos, na bacia do rio Madeira.

Estação <i>in situ</i>	Distância entre a estação <i>in situ</i> e a estação virtual (km)	Coefficiente linear	RMS
Porto Velho	18	1,06	0,395
Príncipe da Beira	5	0,75	1,349
Pimenteiras	0	1,02	0,170
Abunã	30	0,99	1,496
Pedras Negras	29	0,74	0,689
Boa Vista dos Pacas	5	1,02	N/A
Vila Bela de Santíssima Trindade	0	0,62	0,342

Fonte: Seyler *et al.* (2008, 2009a e 2009b).

6.2.3. CONSIDERAÇÕES

Os níveis de água registrados pelo radar altimétrico e pelas estações *in situ* são fundamentalmente diferentes. O radar altimétrico imageia superfícies que enquadram diversos quilômetros enquanto as estações *in situ* registram níveis em pontos discretos do corpo de água. Dada a variabilidade natural da superfície da lâmina de água produzida pela dinâmica dos escoamentos, os níveis dos corpos medidos pelo radar não podem igualar-se aos níveis locais registrados nas estações *in situ*. Embora possam apresentar resultados mais coerentes quando a estação *in situ* encontra-se abaixo do traço do satélite ou quando o registro do altímetro não apresenta contaminação do sinal por ecos parasitas (*i.e.*, ilhas, variações topográficas, entre outras).

Para avaliar a qualidade da série do nível de água derivada do radar altimétrico foram usados três critérios, distintos. As comparações dos cruzamentos dos traços do satélite que é o independente dos registros das estações *in situ*, em rios e zonas úmidas, e

comparações com os dados *in situ* quando a estação encontra-se abaixo ou distante no máximo 30 km do traço do satélite, em rios amazônicos. Desse estudo, resulta que a qualidade da série altimétrica é altamente variável. Foram encontradas séries com erros inferiores a 20 cm quando outras apresentam grandes erros métricos. A maioria das séries do satélite ENVISAT analisadas exibem RMS abaixo de 30 cm. Por outro lado os do satélite ERS-2, são significativamente mais elevado, aproximadamente 70 cm. Esses valores são muito inferiores àqueles encontrados por Birket *et al.* (2002) denotando uma qualidade superior nas séries temporais apresentadas em relação aos estudos precedentes em hidrossistemas continentais.

Embora apresentem uma variação vertical constante, de aproximadamente 6 m, devido a um erro no reprocessamento dos ecos do radar, enquanto a origem desse erro não for inteiramente compreendida, não se pode rejeitar a existência de alguma variável de segunda ordem contribuindo para os grandes RMSs encontrados nessas séries de dados da missão ERS-2. Reprocessamento dos SGDRs do satélite ERS-2 estão sendo executado atualmente no LEGOS, incluindo o algoritmo *Ice-1*, acredita-se que investigações adicionais com algoritmos empregando o método de reconhecimento das formas de onda poderiam melhorar os dados para o uso específico dos níveis de águas continentais.

Birket *at al.* (2002) relatam que rios com largura inferior a 1 km não apresentam séries temporais altimétricas de boa qualidade. No presente estudo a largura do rio não aparece como um fator que controla fortemente a qualidade da série. Utilizando-se a correção do efeito *off-nadir*, podem ser obtidas séries de alta qualidade em rios muito estreitos.

Os erros na seleção dos dados e na contaminação das medidas poluídas por ecos parasitas ocorrem na maior parte em níveis intermediários do ciclo hidrológico, ou seja, nas enchentes e vazantes, quando ocorrem variações na superfície imageada, por exemplo, surgimento de bancos de areia nas vazantes e inundação desses locais quando na enchente. Nas cheias e estiagens as medidas apresentam bons ajustamentos na maioria des séries, dada a homogeneidade no interior da faixa imageada. Quando as medidas corrompidas puderam ser removidas cautelosamente, os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* apresentaram resultados similares. Adicionalmente, destaca-se que, nenhum erro sistemático significativo nos níveis de água foi encontrado entre os dois algoritmos.

A amostragem do tempo é uma das limitações da altimetria espacial (cf. § 3.6.2.2), para os satélites ERS-2 e ENVISAT o tempo de revisita é de 35 dias. Uma eliminação restrita dos pontos falsos aumenta a amostragem temporal, quando algumas passagens são inteiramente rejeitadas. Na maioria dos casos estudados, a taxa eficaz da amostragem é 90% do total de ciclos analisados. Em todas as séries apresentadas nesse estudo, a variabilidade do ciclo hidrológico em escala interanual e sazonal, são bem reproduzidas sendo evidenciada a habilidade da técnica em fornecer uma informação valiosa nessas escalas de tempo.

6.3. APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS DOS DADOS ALTIMÉTRICOS EM RIOS

Em razão da importância dos dados fluviométricos, que segundo Ibiapina *et al.* (1999) são indispensáveis para o planejamento de uso dos recursos hídricos, previsão de cheias, gerenciamento de bacias hidrográficas, saneamento básico, abastecimento público e industrial, navegação, irrigação, transporte, meio ambiente, assim como para o atendimento a outros segmentos, como os estudos de aproveitamentos hidro-energéticos e muitos outros estudos de grande importância científica e sócio-econômica, as aplicações hidrológicas dos dados altimétricos foram conduzidas através de estudos comparativos com estações fluviométricas, em diversos rios amazônicos. Busca-se, por conseguinte, uma resposta eficaz às necessidades de caracterização quali-quantitativa dos dados fluviométricos para uma melhor utilização dos recursos hídricos continentais.

Nivelamentos de estações fluviométricas podem ser executados de duas maneiras: direto utilizando medidas provenientes de GPS e nivelamento indireto utilizando medidas altimétricas. Em Silva *et al.* (*in press* 2010) utilizando-se o nivelamento indireto através de medidas altimétricas foram niveladas cinco estações fluviométricas, localizadas abaixo do traço do satélite (cf., item § 6.3.1) e seis pelo método de declividade nula localizadas na bacia Amazônica (cf., item § 6.3.2). Nivelamentos de estações fluviométricas pelo método direto utilizando GPS foram executados por Cheng *et al.*, (2009) e por Moreira *et al.*, (2009) sendo comparados com os provenientes de dados altimétricos (cf., item § 6.3.3).

O conhecimento do comportamento dos rios, suas sazonalidades e vazões, assim como os regimes de escoamento das diversas bacias hidrográficas, considerando as suas distribuições espaciais e temporais, exigem um trabalho permanente de coleta e interpretação de dados, no entanto, esses dados apresentam um número expressivo de falhas. As séries temporais altimétricas permitem a correção dessas falhas (cf., item § 7.3.4).

6.3.1. NIVELAMENTO DE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS COM DADOS ALTIMÉTRICOS

O nivelamento indireto de estações fluviométricas utilizando dados altimétricos pode ser obtido pela diferença das médias das séries altimétricas e das leituras para as mesmas datas visto que corresponde a um simples deslocamento da origem. Nos casos onde os traços passam sobre a estação *in situ*, o coeficiente angular da regressão linear representa o nível do zero da régua. A diferença entre as duas formas de nivelar a estação *in situ* é outra maneira de avaliar a qualidade da informação fornecida pela série altimétrica. Esta diferença é alistada na Tabela 6.3 como Δz , para as séries do satélite ENVISAT juntamente com o nível do zero da régua dado pela diferença das médias entre as séries, denominado Z_0 . Como as séries ERS-2 são deslocadas verticalmente de aproximadamente 6 m, devido a um erro no reprocessamento das medidas do eco do radar, encontrou-se somente a

diferença Δz . Para as séries do ENVISAT, a diferença o nível do zero da régua pelos dois métodos varia entre 4 e 38 cm para as séries *Ice-1* e entre 7 e 72 cm para as séries *Ice-2*. Os valores para ERS-2 apontam uma variação muito maior, entre 7 cm e 2,3 m. Em todos os casos, os maiores valores de Δz estão associado com os coeficientes lineares da regressão muito distantes de 1.

O nivelamento de estações fluviométricas utilizando diferentes algoritmos de tratamento de FO é uma oportunidade de determinar os erros sistemáticos (*bias*) possível entre ambos os algoritmos. Esses erros sistemáticos são calculados como a diferença entre o valor obtido para Z_0 ao nivelar estação *in situ* usando as séries temporais dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2* do satélite ENVISAT. O valor médio das diferenças entre os valores de Z_0 mostrados na tabela 7.4 é de 6 a 7 cm, que não é estatisticamente significativo, por outro lado, sensivelmente diferente do valor de 24 cm encontrado por Cretaux *et al.*, (2009) para lagos.

6.3.2. ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS INSTALADAS ENTRE DOIS TRAÇOS DO SATÉLITE NIVELAMENTO COM DECLIVIDADE NULA (*NULL-SLOPE*)

Seis investigações aplicando o método de nivelamento de declividade nula são apresentadas em Silva *et al.* (*in press* 2010), utilizando 24 estações virtuais provenientes dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, para os satélites ENVISAT e ERS-2, respectivamente, Os resultados encontram-se listados na Tabela 6.6.

No primeiro estudo dirigido em Jatuarana, no rio Amazonas, o traço 607 situa-se a 14 km, a jusante da estação *in situ* e os traços 564 e 149 formam um ponto de cruzamento, a 75 km, a montante da estação *in situ*. As séries são mostradas na Figura 6.17. O nível mínimo do zero da régua para os pontos da série permanecer mais altos do que a série altimétrica a jusante é 4,230 m. Observa-se que para esse valor os níveis das séries diferem somente alguns centímetros nos últimos meses de 2005, quando ocorreu uma grande seca na região amazônica. O nível máximo do zero da régua para que a série permaneça abaixo da série altimétrica, proveniente dos traços 149 e 564, a montante, é 4,366 m. Com 13,6 cm de níveis possíveis para o zero da régua, a série da estação *in situ* ajusta-se bem entre as duas séries altimétricas, nenhum dos pontos altimétricos violam os critérios da declividade nula com a série *in situ*, seja a montante ou a jusante. De acordo com esses níveis para o zero da régua, a declividade a montante é 2,34 cm/km e a jusante é 4,23 cm/km. A declividade média entre as duas séries altimétricas é 2,97 cm/km, A nível do zero da régua interpolado linearmente usando essa declividade média é 4,172 m, 5 cm mais baixo que o nível mínimo mencionado acima. Esta pequena diferença entre o nível do zero da régua imposta pela interpolação entre as séries altimétrica e *in situ* supõe uma declividade constante e sugere que nenhum ponto atípico (*outlier*) na série altimétrica force a série *in situ* para níveis significativamente falsos.

Tabela 6.6 Nivelamento das estações *in situ* com declividade nula entre os traços do satélite.

Estação <i>in situ</i>	Nível do zero da régua (m)	Declividade (10^{-6} m/m)
Jatuarana (Rio Amazonas)	4,29 ± 0,07	29,7
Barcelos (Rio Negro)	17,37 ± 0,03	21,0
Manacapuru (Rio Solimões)	5,91 ± 0,07	20,5
Maraá (Rio Japurá)	27,72 ± 0,23	41,2
Seringal (Rio Purús)	65,92 ± 0,5	48,4
Óbidos (Rio Amazonas)	4,018 ± 0,1	22,6

Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Resultados semelhantes são obtidos em Barcelos, no rio Negro. Essa estação *in situ* é enquadrada pelos traços 779 e 278, que cruzam o rio, 5 km a jusante e 51 km a montante, respectivamente. A declividade média dada por ambas as séries altimétricas nesse trecho do rio do Negro é 2,1 cm/km, resultando em um nível interpolado para o zero da régua de Barcelos de 17,042 m. O nível mínimo do zero da régua em relação à série altimétrica a jusante é 17,345 m e o máximo corresponde a 17,401 m em relação a série altimétrica a montante. A variação de nível possível para zero da régua de 56 milímetros é muito mais restrita do que em Jatuarana. O nível mínimo do zero da régua é 30 cm mais alto do que o aquele proveniente da interpolação, utilizando a declividade constante entre as duas séries altimétricas. Aplicando-se o nível interpolado resultaria em pelo menos um ponto da série a jusante ultrapassando o nível da régua em 30 cm. Visto que a declividade do rio não muda significativamente entre os 56 km que separam os dois traços, é provável que pelo menos um valor na série altimétrica a montante, esteja com um erro de aproximadamente 30 cm, mais baixo que o nível da régua.

O terceiro exemplo corresponde à estação fluviométrica de Manacapuru, no rio de Solimões, formado pelos traços 149 e 564 que formam um ponto de cruzamento sobre o rio 44 km a jusante da estação *in situ* e o traço 693 que cruza o rio Solimões 43 km a montante. A diferença média de nível entre ambas as séries altimétricas é de 1,78 m, resultante da declividade média de 2,05 cm/km. Nesse caso, não foi possível, inicialmente, enquadrar a série *in situ* entre as duas séries altimétricas sem violar a regra de declividade nula. Para os ajustes da série *in situ* entre as séries altimétricas, dois pontos da série a jusante tivessem que ser rejeitados e igualmente um ponto da série a montante. Um dos dois pontos da série altimétrica a jusante apresentam um erro superior a 4 m. Esse ponto permaneceu na Figura 6.17 como um exemplo, embora tenham sido detectados pela simples inspeção visual da série. Os outros pontos denotam erros de aproximadamente 1 m sendo mais difíceis de detectá-los sem uma análise mais detalhada. Rejeitando-se os 3 pontos que violam a regra de *null-slope*, o nível do zero da régua é de 5,98 m, enquanto que o nível

interpolando com a declividade média entre as duas séries altimétricas é 5,842m, somente 14 cm mais baixo. Nota-se que para as séries do satélite ERS-2, 11 pontos da série a jusante e 7 da série a montante violam a regra de *null-slope*. Dentre esses pontos, diversos apresentam erros superiores a 4 m, Essas séries contêm valores falsos e sugerem que uma edição mais rigorosa dos dados seja executada para as medidas provenientes do ERS-2 do que para as do ENVISAT. Destaca-se que esta área de junção entre os rio Solimões e Negro é bastante anastomosada, com a presença de ilhas, lagos e uma extensa planície de inundação e que as medidas do radar altimétrico, para cada passagem do satélite, podem incluir corpos das águas de níveis diferentes.

O exemplo seguinte situa-se em Maraã, no rio de Japurá. A largura do rio muda de 3 km no cruzamento com traço 908, a montante, para somente 1,8 km, no cruzamento com o traço 951, a jusante. Os traços dos satélites são bastante próximos da estação *in situ*, as distâncias correspondem a 5,2 e 6,2 km, a montante e a jusante, respectivamente. A variação de níveis possíveis para o zero da régua é somente 47 cm e a declividade média é 4,12 cm/km. Não foi possível aplicar o nivelamento da estação *in situ* entre as duas séries altimétricas sem viola a regra de *null-slope*. Para o ENVISAT, 6 pontos da série a jusante estão mais elevados e 9 pontos da série a montante mais baixo. Para o ERS-2, 12 pontos da série a jusante e 19 pontos na série a montante, aproximadamente 25% dos pontos são detectados como falsos. Entretanto, pode-se conferir o progresso entre os dados do satélite ERS-2 e aqueles do satélite ENVISAT. Os pontos do ENVISAT apresentam erros de aproximadamente 50 cm, dentro da variação possível para o nivelamento, enquanto os pontos do ERS-2 mostram erros superiores a 1 m.

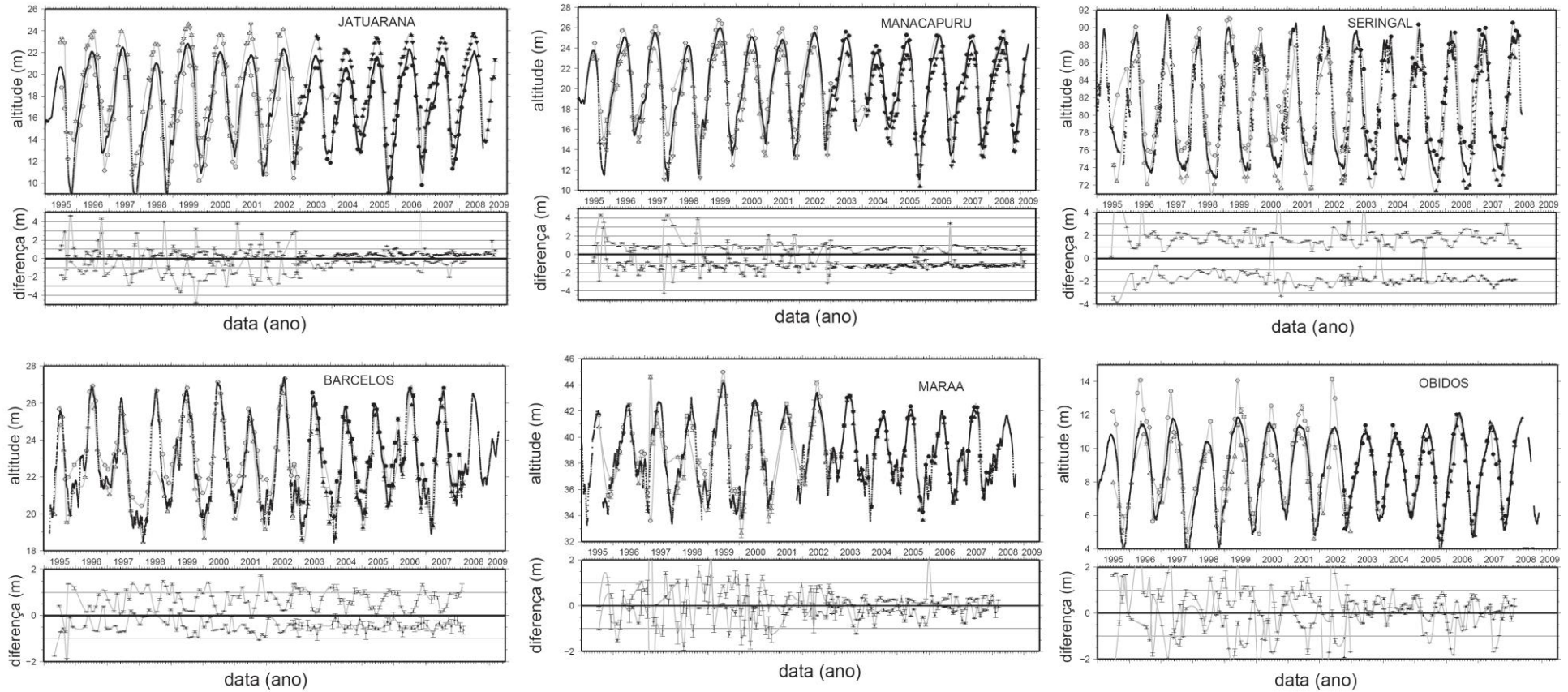
O quinto exemplo localiza-se em Seringal, nesse trecho o rio Purus é bastante estreito, somente 200m de largura. A distância entre os traços, 908 e 121, e a estação *in situ* é de 15,5 km a jusante e 43 km a montante. Pela inspeção visual da série *in situ* observa-se um salto no final do ano de 1995, de aproximadamente 2 m, que corresponde a uma régua de leitura, resultando em grandes erros na comparação com as séries altimétricas. A diferença média de nível entre as séries altimétricas é de 3,5 m, com uma declividade média de 4,84 cm/km. A suposição de que a declividade é constante ao longo do segmento do rio entre os dois traços altimétricos denotou um nível do zero para a régua de 65,920 m. De acordo com esse nivelamento, dois pontos do ENVISAT e somente um ponto do ERS-2, violam a regra de *null-slope*, na série a jusante para ambas as missões, sendo respeitada por todos os pontos da série a montante.

O último exemplo apresentado nesta parte do estudo corresponde a Óbidos, no leito principal de rio Amazonas. Os traços 349 e 306 passam a 2,6 e 3,7 km a jusante e a montante da estação *in situ*, respectivamente. A diferença média de nível entre as séries altimétricas é de 21 cm, com uma declividade média de 2,26 cm/km para um nível do zero da régua de 4,018 m. Usar este valor para intercalar a série *in situ* entre as séries altimétricas observando a regra de declividade nula resulta em muitos pontos errôneos nas séries altimétricas. Contudo, as séries de resíduos apontam características de distribuição

não aleatória desses erros ao longo do tempo, alternando os resíduos positivos e negativos nos mesmos períodos do ciclo hidrológico. Embora a distância média entre os traços dos satélites seja de aproximadamente 6 km, a estação *in situ* localiza-se numa curva, com uma largura inferior àquela apresenta onde os traços cruzam o rio Amazonas, numa região de grande concentração de ilhas e lagos. Acredita-se que as diferenças entre as séries *in situ* e altimétricas sejam provenientes de efeitos hidrodinâmicos que provocam mudanças bruscas de velocidade no escoamento, resultando em variações do nível da lâmina de água, e, conseqüentemente, da declividade nessa parte do rio Amazonas.

Destaca-se que este teste não é completo, pois não detecta os valores muito baixos da série altimétrica a jusante, nem os valores muito elevados da série altimétrica a montante. Sendo também restrito quando os traços encontram-se próximos e quando a declividade é pequena. Nota-se, que os dois pontos detectados como falsos no exemplo de Manacapuru pertencem, igualmente, a série altimétrica usada como a série a montante, no exemplo de Jatuarana, e não foram detectados no último caso. Porém esse teste indica se as séries altimétricas são consistentes ou não em relação ao escoamento de rio, sendo importante para usos em modelos hidrodinâmicos.

No total, menos de 5% dos pontos do satélite ENVISAT e menos de 20% dos pontos do satélite ERS-2 violaram a regra de declividade nula. Cabe salientar que, alguns destes pontos que ultrapassaram a régua por vários metros são, obviamente, pontos falsos e poderiam facilmente ter sido removidos ou corrigidos na série, em particular para as séries ERS-2, com uma simples inspeção visual dos regimes hidrológicos dos rios. Certamente, as séries altimétricas podem ser corrigidas posteriormente para que nenhum dos pontos ultrapasse a régua, ajustados em valores extremos possíveis, tal que a declividade seja nula na data prescrita ou aplicando-se alguma regra adicional, como uma relação média, obtida ajustando-se ambas as séries por meio de algum polinômio do grau desejado. Tal procedimento seria comparável àqueles empregados em agências da água para validar as séries *in situ* antes que sejam publicadas oficialmente.



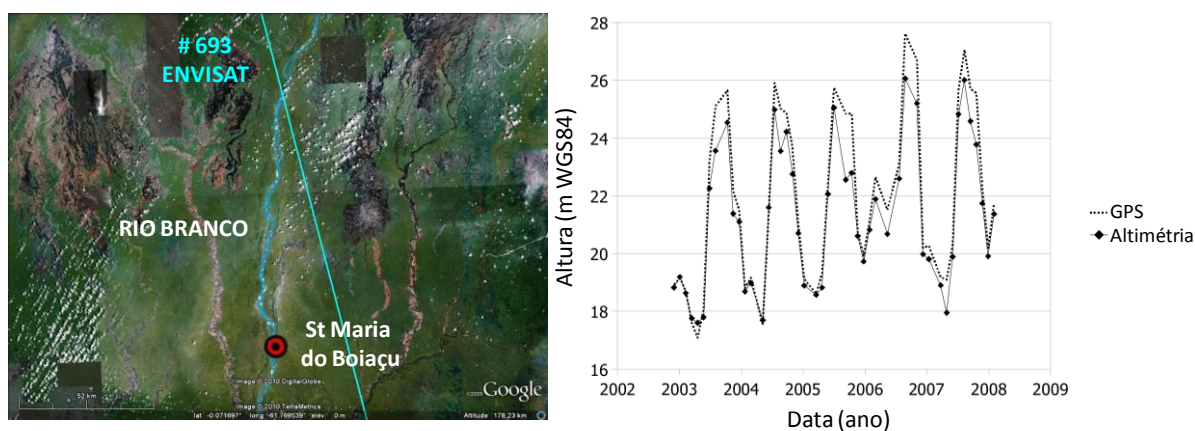
Fonte: Silva *et al.* (in press 2010).

Figura 6.17 Nivelamento das estações *in situ* com declividade nula entre os traços do satélite. Círculos e triângulos, cinza e preto, correspondem aos traços dos satélites ERS-2 e ENVISAT, respectivamente.

6.3.3. COMPARAÇÃO ENTRE MÉTODOS DE NIVELAMENTO DE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

O nivelamento indireto de estações fluviométricas com dados altimétricos apresenta-se como uma excelente alternativa para validação dos dados de GPS. A diferença entre os nivelamentos direto, utilizando medidas de GPS, e indireto, utilizando medidas altimétricas, deve ser interpretada como o erro sistemático (*bias*) do sistema altimétrico.

Compreensões entre os dois métodos de nivelamento, direto por GPS e indireto com dados altimétricos, foram executadas em estações fluviométricas no rio Branco, em Cheng *et al.* (2009), utilizando séries temporais altimétricas provenientes dos quatro algoritmos do satélite ENVISAT. Na Figura 6.18, mostra-se uma comparação entre a série temporal de Santa Maria do Boiaçu, nivelada por GPS e a série temporal altimétrica do satélite ENVISAT, com o algoritmo *Ice-1*, traço 693. Nota-se um bom ajustamento entre as duas séries temporais, embora a série altimétrica subestime as cheias. A diferença observada acredita-se ser decorrente das desigualdades de escoamento entre os lugares analisados, o traço 693 encontra-se 100 km a montante da estação *in situ*, diversos afluentes juntam-se ao rio Branco entre os dois pontos, além disso, nesse trecho encontram-se diversos alagados interfluviais que constituem o Pantanal do Norte. O RMS entre as duas séries é de 86 cm.



Fonte: Cheng *et al.* (2009).

Figura 6.18 Séries temporais de altura de água da estação *in situ* de Santa Maria do Boiaçu nivelada diretamente por GPS e do satélite ENVISAT (*Ice-1*), traço 693. Mosaico de imagens Google Earth, em segundo plano.

Aplicando o método de nivelamento de declividade nula, citado no item precedente, para estações fluviométricas em Barcelos, Manacapuru e Óbidos foram efetuados comparações com nivelamento direto por GPS em Moreira *et al.* (2009) com séries temporais provenientes dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, para os satélites ENVISAT e ERS-2, respectivamente. Os resultados listados na Tabela 6.7 indicam que os dois métodos de nivelamento apresentam resultados sensivelmente diferentes, a diferença não é constante, estende-se de 21 cm a Óbidos a 1,24 m em Barcelos. O erro sistemático (*bias*) do sistema

altimétrico, aponta variabilidade de um lugar a outro, recomendando-se uma análise mais detalhada, em especial utilizando-se mais nivelamentos diretos de estações *in situ* por GPS.

Tabela 6.7 Comparação de nivelamento direto e indireto.

	Barcelos (Rio Negro)	Manacapuru (Rio Solimões)	Óbidos (Rio Amazonas)
Nível do zero da régua ENVISAT (m)	17,37 ± 0,03	5,91 ± 0,07	4,018 ± 0,1
Declividade (10 ⁶ m/m)	21,0	20,5	22,6
Nível do zero da régua GPS (m)	16,135 ± 0,05	4,740 ± 0,07	3,798 ± 0,1

Fonte: Moreira *et al.* (2009).

6.3.4. CORREÇÃO DE INCONSISTÊNCIA DE REGISTRO EM ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

Como descrito no § 2.3 a adequada caracterização quali-quantitativa dos recursos hídricos continentais está diretamente relacionada ao seu monitoramento. Os levantamentos de dados nas redes de estações hidrológicas, tradicionalmente coletados em pontos discretos dos cursos de água, vêm sendo reunidos e armazenados ao longo do tempo pelas agências governamentais cuja atividade requer uma melhor capacidade de compreensão e previsão do comportamento das bacias hidrográficas. No Brasil, o sistema de informações hidrológicas (HidroWeb), mantido pela ANA, contém dados de diferentes estações hidrometeorológicas, no entanto, a melhor utilização desses dados é dificultada pela presença de um número expressivo de falhas, geradas, seja pela ausência total do dado anual, ou presença de anos com poucos dados. Em alguns casos, essas falhas são seguidas de erros significativos nos níveis de água registrados.

Segundo Santos *et al.* (2001) os registros das estações *in situ* estão sujeitos a uma série de erros, entre os quais se pode destacar os erros grosseiros (resultantes de imperícia ou negligência do observador) e os sistemáticos, que em geral provém de mudanças casuais ou mal documentadas do zero da régua. Entre os erros grosseiros, o mais comum é o erro de metros inteiros, quando o observador se engana com relação ao lance da régua, ou então a invenção pura e simples do registro, quando o observador não realizou a leitura. A comodidade de realizar a leitura à distância (para não descer o barranco da margem do rio) também é uma fonte de erro freqüente. Já os erros sistemáticos são as diferenças entre o nível de água correto e o registrado na régua. Têm suas causas na instalação defeituosa da régua, independem do observador e são sempre de mesmo valor. A causa mais freqüente desses erros nas réguas fluviométricas reside no chamado deslocamento do zero, isto é, a régua sofreu um deslocamento vertical, fazendo com que sua origem não se situe mais na

cota original. Outra causa comum de erro sistemático de leitura nos níveis de água é o afastamento da régua da vertical causado pelo impacto de detritos e barcos. As séries temporais altimétricas permitem corrigir tais erros de coerência nos registros *in situ*, pois expressam consistências em relação ao escoamento do rio, embora apresentem limitações (cf. § 3.6), são de origem diversa dos erros, dos registros *in situ*, supracitados.

Para tal, apresenta-se o exemplo ilustrado na Figura 6.19. Utilizando-se o algoritmo *Ice-1*, comparam-se as séries temporais altimétricas, elaboradas com as medidas do satélite ENVISAT, no ponto de cruzamento dos traços 063 e 478, no rio Amazonas e a série temporal da estação fluviométrica de Itacoatira, instalada 40 km a jusante. Aqui as séries altimétricas foram relacionadas aos registros do nível de água da série *in situ*. Na Figura 6.19a, observam-se falhas dos dados *in situ* nos anos de 2003, 2004, 2005, 2006 e 2008, marcadas com lista em cinza, com variações nos níveis de água registrados que de vão de 1 a 2,4 m indicados no gráfico de diferenças, na parte inferior da figura. Para compor a série temporal *in situ*, mostrada na Figura 6.19b, foram efetuadas as seguintes correções nos registros: subtração de 1m nos registros, nas datas 08/08/2003 a 30/09/2003, 30/10/2003 a 10/04/2004, 01/11/2004 a 05/01/2005 e 01/10/2008 a 31/07/2009, bem como subtração de 2 m, na data 30/09/2004 a 01/11/2004, resultando numa série temporal mais consistida para a estação de Itacoatiara. No entanto, observa-se, pelas setas indicadas na Figura 6.19b, que algumas inconsistências persistem e para corrigi-las faz-se necessário uma apuração mais detalhada do histórico da estação objetivando a identificação dos erros. Adicionalmente, destaca-se que, no gráfico inferior da Figura 6.19b, a amplitude total da diferença é aproximadamente 80 cm, com um período anual que acompanha a variação do ciclo hidrológico e valores máximos encontrados nas estiagens, resultantes da variação da declividade da lâmina de água ao longo do ciclo hidrológico. Fato similar é observado nos exemplos de Barcelos, com o traço 278, e de Seringal, com o traço 121, ambos do satélite ENVISAT, com uma amplitude total da diferença de aproximadamente 1 m, embora os traços passem a montante da estação *in situ* em ambos os casos (cf. Figura 6.17). Confirmando a qualidade das séries altimétricas que além da variação anual, também mostram a variação diferencial do ciclo hidrológico entre os dados altimétricos e a estação *in situ*.

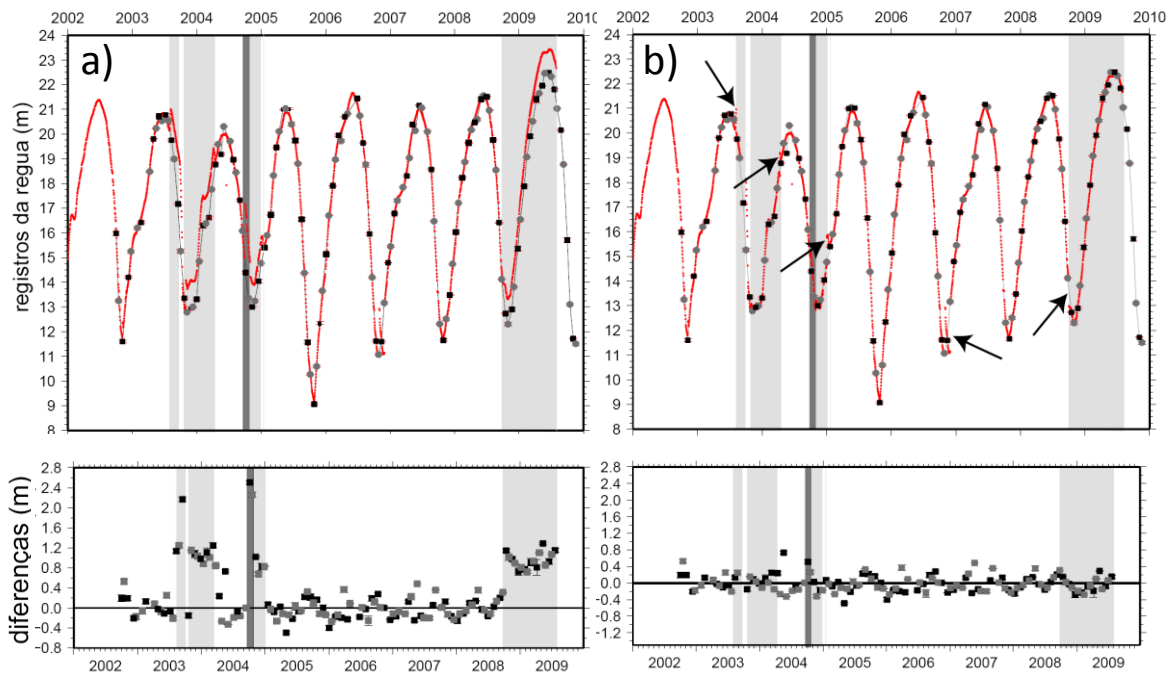


Figura 6.19 – Séries temporais de nível de água da estação *in situ* de Itacoatiara, no rio Amazonas e do satélite ENVISAT (*Ice-1*), no ponto de cruzamento dos traços 063 (quadrados preto) e 478 (quadrados cinza). As correções aplicadas aos registros para correção dos erros correspondem às listas verticais, em cinza claro correções de 1m e em cinza escuro, correções de 2m.

6.3.5. CONSIDERAÇÕES

Os dados altimétricos permitem nivelar as estações *in situ*. Os níveis do zero das régua que são propostos na Tabela 6.4 para as estações fluviométricas instaladas abaixo do traço apresentam pequenas incertezas, tanto para os rios, como para as zonas úmidas. A diferença entre os nivelamentos direto utilizando medidas de GPS e indireto utilizando medidas altimétricas permitem estabelecer o erro sistemático (*bias*) do sistema altimétrico. Nivelar estações entre duas séries altimétricas é outra aplicação da altimetria espacial que é apresentada neste estudo. Esse nivelamento permite a determinação da declividade e da declividade constante ao longo do segmento entre os dois traços do satélite, bem como a amplitude da variação da declividade ao longo do ciclo hidrológico, propriedades fundamentais para a caracterização do regime de escoamento.

Adicionalmente, ressalta-se que em termos de modelagem hidro-dinâmica dos escoamentos dos rios, mormente na região Amazônica, onde os dados *in situ* apresentam-se escassos, limitados por dificuldades logísticas e alguns com inconsistências nos registros, tais circunspeções constituem um ganho substancial, auxiliando na eficiência dos estudos e projetos na área de recursos hídricos que necessitam da utilização de dados hidrológicos.

6.4. APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS DOS DADOS ALTIMÉTRICOS EM ZONAS ÚMIDAS

Sete zonas úmidas da bacia Amazônica foram tratadas, utilizando-se o acoplamento de imagens MODIS MOD09A1 com dados das missões altimétricas ERS-2 e ENVISAT, metodologia descrita no § 4.4.1, a saber: alagado interfluvial Caapiranga (bacia do rio Negro – Brasil), lago Curupira (bacia do rio Madeira – Brasil), lago Grande de Monte Alegre (Brasil), lago Janauacá (bacia do rio Solimões – Brasil), lago Rocagua (*cuenca Amazonica* – Bolívia), lago Rocaguado (*cuenca Amazonica* – Bolívia) e lago Yanaycu (*cuenca Ucayali* – Peru). Para três dessas zonas úmidas os resultados da classificação não foram satisfatórios, pois apresentaram muitos ruídos na classe vegetação inundada. Para as demais, foi possível determinar a superfície inundada e através do modelo de co-relação calcularam-se as variações de volume de água estocado ao longo do ciclo hidrológico, a saber: Lago Janauacá (cf. § 6.4.1.1.1), Lago Grande de Monte Alegre (cf. § 6.4.1.1.2), Lago Curupira (cf. § 6.4.1.1.3) e o alagado interfluvial Caapiranga (cf. § 6.4.1.1.4). Duas dessas análises foram apresentadas em congressos nacionais (Silva *et al.*, 2009a e 2009b) e os estudos dos dados altimétricos das sete zonas úmidas foram publicadas em Silva *et al.* (submetido, 2009c).

Estudos de caracterização física da zona úmida na região do *Llanos de Mojos* foram conduzidos por Seyler *et al.* (2009b), acoplando-se os dados altimétricos do satélite ENVISAT com imagens JERS-1, bem como o Modelo Digital do Terreno proveniente da missão SRTM (cf. § 6.4.1.2).

Os estudos de variações espaços-temporais de níveis de água nas zonas úmidas utilizando dados altimétricos do satélite ENVISAT foram realizados em três grandes sub-bacias amazônicas: as bacias do Rio Negro, do rio Solimões e do rio Madeira. Os resultados desses estudos foram publicados em Seyler *et al.*, (2008 e 2009a) e Silva *et al.* (em revisão 2010) (cf. § 6.4.2).

6.4.1. ACOPLAMENTO DOS DADOS ALTIMÉTRICOS COM IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO

6.4.1.1. SAZONALIDADE DO VOLUME DE ÁGUA ARMAZENADO

O conhecimento do volume de água que circula e é armazenado anualmente e da área ocupada por essas águas são dois componentes importantes para a compreensão e a quantificação da dinâmica de circulação da água entre rios e as zonas úmidas. Investigou-se, nesse sentido, o acoplamento de imagens MODIS MOD09A1 com dados das missões altimétricas ERS-2 e ENVISAT em 4 zonas úmidas da bacia Amazônica, a saber: Lago Janauacá, Lago Grande de Monte Alegre, Lago Curupira e o alagado interfluvial Caapiranga. Em vez de se produzir um modelo espaço-temporal de previsões das superfícies inundadas,

buscou-se estabelecer uma relação com os níveis de água medidos pelos satélites altimétricos, integrando-se os dados com imagens de sensoriamento remoto, através de uma curva de calibração superfície inundada-nível de água altimétrico. Para esse estudo, que tem por objetivo a aplicação dos dados altimétricos, considerou-se uma topografia uniforme para as zonas úmidas (e.g., um escoamento desprezível no interior das zonas inundáveis). Esse pressuposto pode ser aceito em algumas circunstâncias, mas via de regra a topografia das zonas úmidas são complexas, sendo responsável pela dinâmica da circulação da água.

6.4.1.1.1. LAGO JANAUCÁ

A primeira área de estudo abrange o lago Janauacá de aproximadamente 900 km², incluso na planície Amazônica, próximo à cidade de Manacapuru, cuja origem remota à Era Terciária. O lago é um complexo misto de águas pretas nos seus ramos inferiores que se originam na própria planície e águas claras próximas às florestas de várzea na porção norte provenientes dos Andes (*i. e.*, rio Solimões). A diversidade biológica na área é determinada, principalmente, por essas influências hídricas oferecendo uma vasta gama de tipos de *habitat* no lago e nos igarapés (Figura 6.20).

Em setembro de 2006 pesquisadores do IRD instalam duas estações fluviométricas no lago Janauacá objetivando, entre outros estudos, a dinâmica de circulação da água nessa zona úmida. Sendo niveladas diretamente por GPS na campanha de maio de 2007, obtendo-se um nível do zero da régua de $Z_0 = 10,79$ m para a estação fluviométrica do lago (Figura 6.20), o que motivou a validação da curva de co-relação superfície/nível de água nesse lago, mesmo com somente dois anos de registro. No entanto, os registros apresentavam varias inconsistências. Utilizando-se cinco estações virtuais, três no lago (EV_564_1, EV_56_2 e EV_149_1) e duas no rio Solimões (EV_sol_jan_564 e do EV_sol_jan_693), elaboradas com o algoritmo *Ice-1*, do satélite ENVISAT e os registros da estação fluviométrica de Manacapuru, corrigiu-se os erros. Destaca-se que a série do rio Solimões (EV_sol_jan_564) é composta pelos dados altimétricos dos dois traços do satélite ENVISAT, 149 e 564, que se cruzam exatamente sob o plano de água observado, permitindo a obtenção de um conjunto de dados com intervalo de tempo inferior ao período de revisita do satélite. (Figura 6.20).

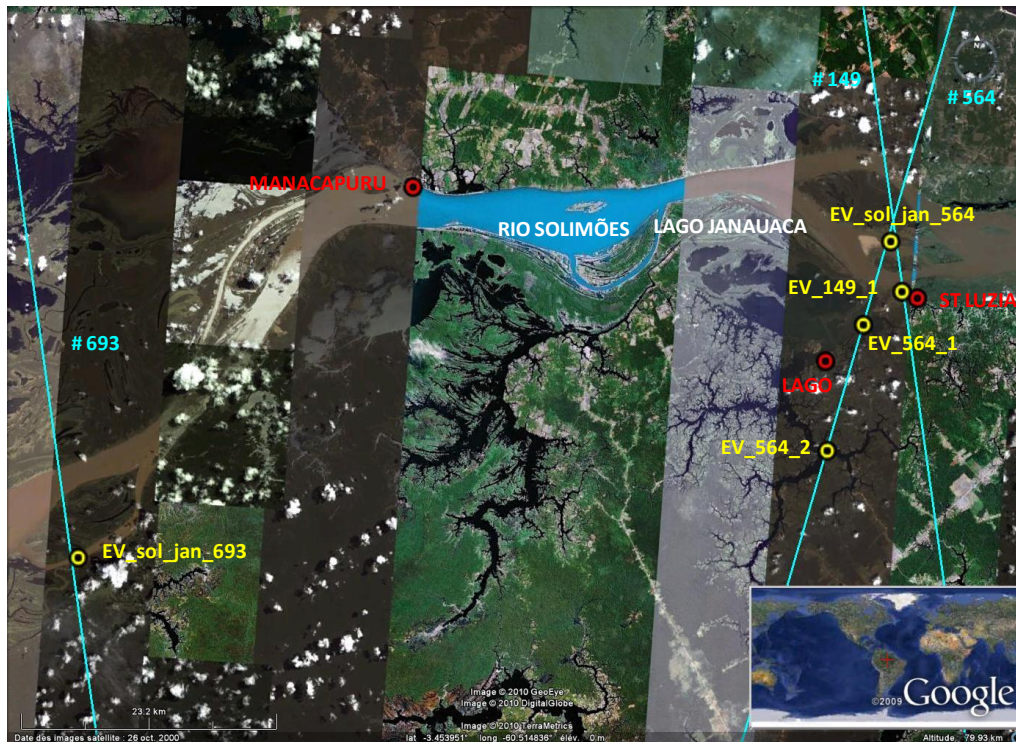


Figura 6.20 Lago Janauacá. Estações virtuais em amarelo. Estações *in situ* em vermelho. Traços ERS-2-ENVISAT em azul. Mosaico de imagens Google Earth, em segundo plano.

Na Figura 6.21 mostra-se as correções efetuadas nas inconsistências da régua do lago Janauacá. A régua apresentava registros muito acima dos níveis de água da estação fluviométrica de Manacapuru e da estação virtual EV_sol_693, elaborada sob o traço 693, que se localizam a montante do lago, no rio Solimões, distantes 44 e 88 km, respectivamente (Figura 6.21a). Inicialmente subtraiu-se 5 m em todos os dados, valor correspondente a diferença de leitura na data do nivelamento. No entanto a régua continuava apresentando incoerências, os dados a partir de 2007, encontravam-se muito inferiores aos níveis de água apresentados nas estações virtuais no lago e no rio Solimões. Adicionou-se, 1 m a partir 01/01/2007, resultando em uma série temporal mais coerente (Figura 6.21b) embora apresentando ainda pequenas inconsistências, como citado para o caso de Itacoatiara (cf. 6.3.4) faz-se necessário uma análise mais detalhada da caderneta do observador. Os RMSs entre as diferenças de nível de água dos registrados da régua do lago e a estação virtual EV_564_1, que se encontra mais próxima, correspondem a 47 cm, sem a correção e 38 cm, após a correção.

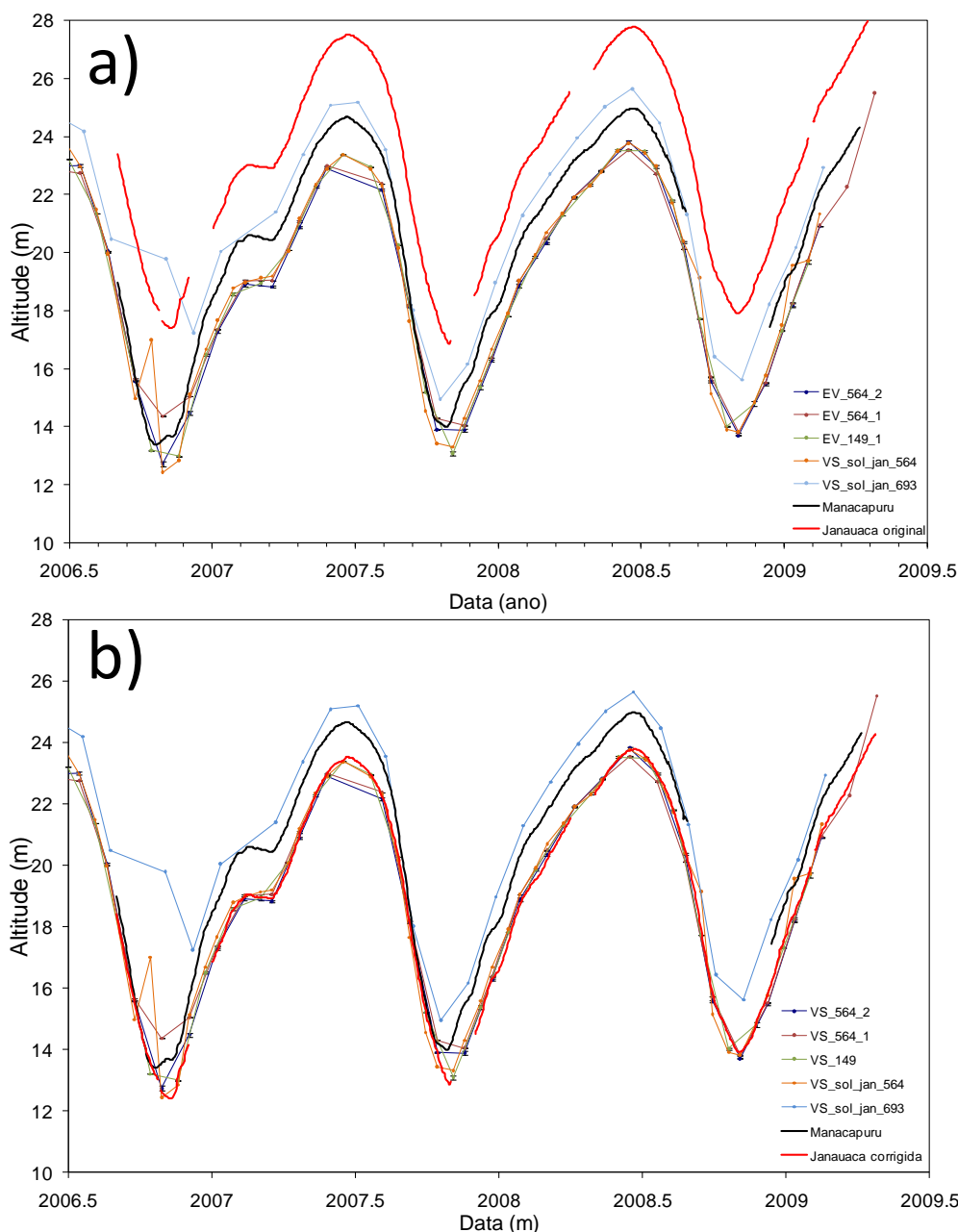


Figura 6.21 Correções de inconsistências na serie temporal *in situ* do lago Janauacá. Séries temporais elaboradas com dados altimétricos do satélite ENVISAT (*Ice-1*) no lago Janauacá EV_564_1 (rosa), EV_56_2 (azul escuro) e EV_149_1 (verde) e no rio Solimões EV_sol_jan_564 (laranja) e EV_sol_jan_693 azul claro). Séries temporais elaboradas com os dados *in situ* de Manacapuru em preto e no lago Janauacá em vermelho.

A Figura 6.22 apresenta as curvas que relacionam as superfícies, obtidas pelas imagens MODIS MOD09A1 e os níveis de água, provenientes das medidas efetuadas pelos satélites altimétrico ERS-2 e ENVISAT, para os anos de 2001 a 2008 (*e.g.*, estação virtual EV_564_1) e os dados *in situ* da estação fluviométrica no lago Janauacá, para os anos de 2006 a 2008. As imagens MODIS MOD09A1 apresentam uma repetitividade temporal de 8 dias sendo adequadas para um bom acompanhamento da superfície inundada. Apesar de não ser possível inferir com precisão absoluta no que diz respeito a essa estimativa, a

resolução espacial de 500 m utilizada, apresenta valores aceitáveis, para este estudo preliminar, permitindo separar a vegetação inundável daquela não inundável, bem como as regiões de água livre, conforme se verifica nos modelos de co-relação, resultantes da metodologia empregada para a classificação das imagens (cf. § 4.4.1). Para a superfície total inundada e para as 3 classes, os modelos relacionados aos dados altimétricos, explicam em mais de 80% a variabilidade dos dados.

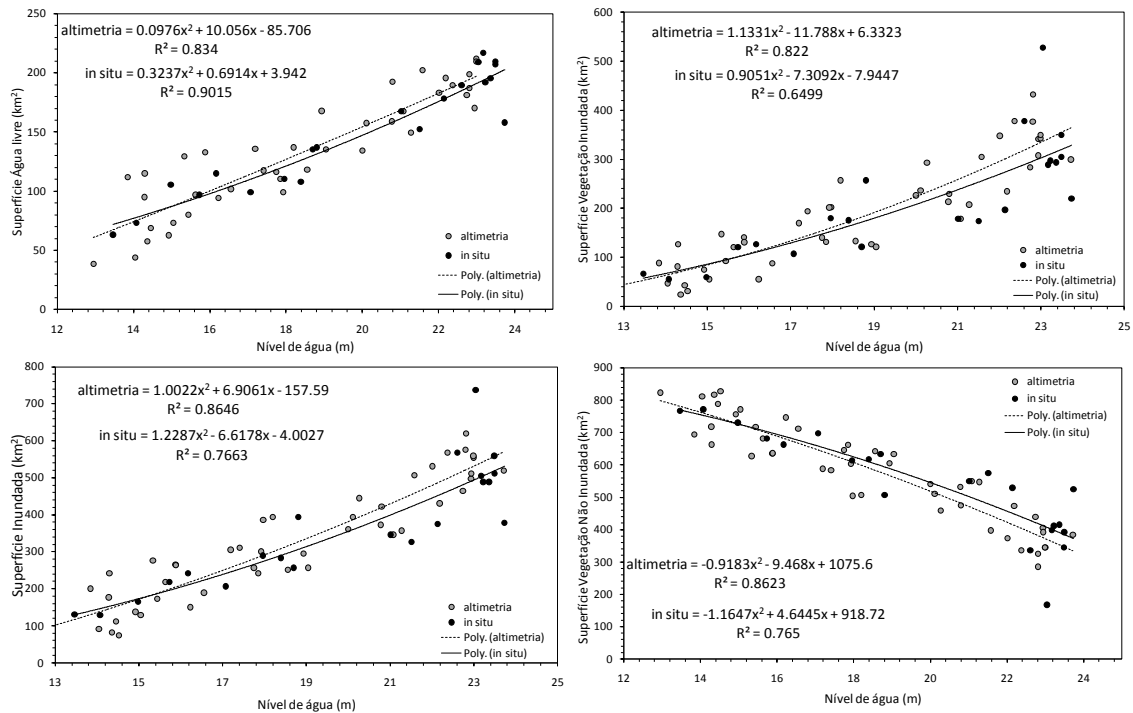


Figura 6.22 Modelos de co-relação superfície-nível de água do lago Janauacá, com os dados altimétricos, para os anos de 2001 a 2008, e *in situ*, para os anos de 2006 a 2008. Circulos preto e cinza e curvas continua e pontilhada, correspondem aos dados *in situ* e altimétricos, respectivamente.

Os modelos provenientes dos dados altimétricos ajustaram-se bem com aqueles dos dados *in situ*, apresentando superfícies coerentes entre si, para os anos de 2006 a 2008, mostradas na Figura 6.23, principalmente para a classe água livre. Para a classe vegetação inundada, constatou-se que nas estiagens as curvas com os dados altimétricos aproximam-se bem daquelas com os dados *in situ*, com uma pequena diferença nas cheias, que são superestimadas. Fato contrário ocorre com a classe vegetação, onde os dados altimétricos subestimam as superfícies. Tais diferenças podem ser provenientes dos ruídos da classificação das imagens, sejam oriundos de imagens com nuvens, que são constantes na região amazônica ou pelas restrições dos critérios de classificação em separar as assinaturas espectrais entre as diferentes feições, podem também proceder das inconsistências dos dados *in situ*.

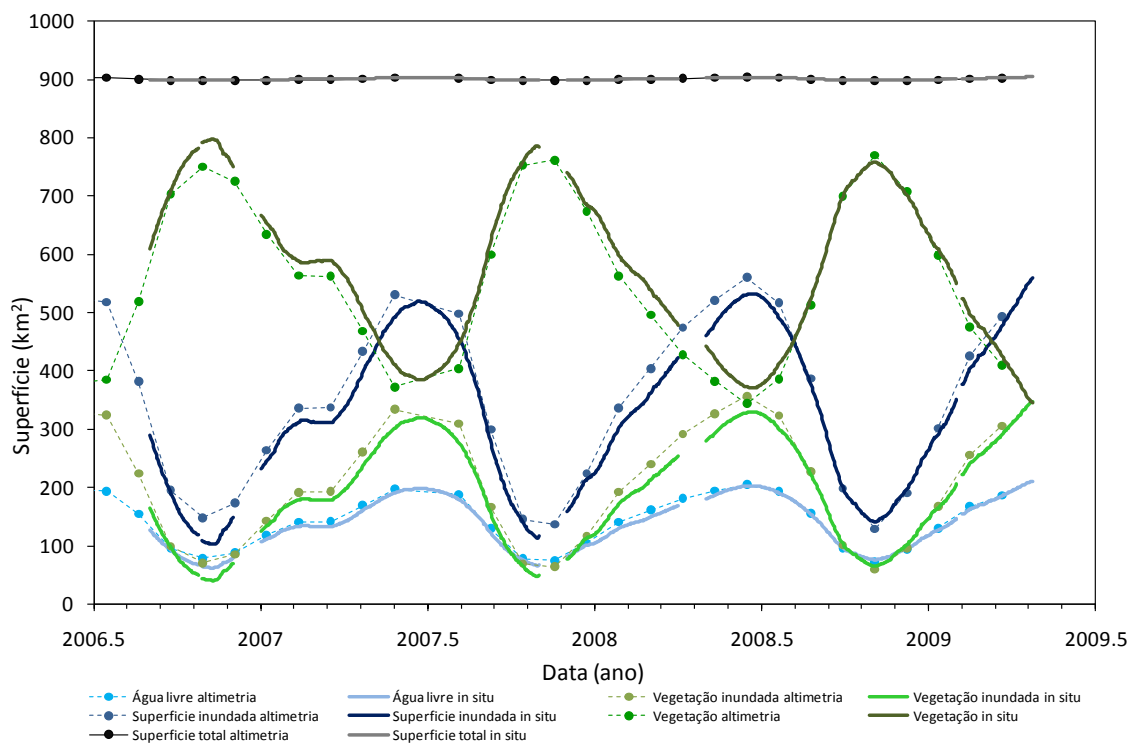


Figura 6.23 Superfícies calculadas através dos modelos superfície-nível de água no lago Janauacá para os anos de 2006 a 2008. Curvas contínua e pontilhada correspondem aos dados *in situ* e altimétricos, respectivamente.

Na Figura 6.24, mostra-se a variação de volume de água armazenado no lago Janauacá, calculado através da Eq. 4.9, para os anos de 1995 a 2008. Observa-se que a inundação desenvolve-se sobre vários meses e permanece em sua superfície máxima durante algumas semanas, dando origem a uma hidrograma bimodal do volume armazenado, resultante do regime equatorial alterado, com ascensões e recessões assimétricas. A estiagem avança rapidamente, iniciando-se em agosto e se estende até janeiro, apresentando, com mais frequência, os volumes mínimos nos meses de novembro e dezembro; o período de cheia abrange de fevereiro a julho, progredindo lentamente, onde os volumes máximos são encontrados mais frequentemente entre os meses de maio e junho, com um primeiro pico observado entre janeiro e fevereiro. O volume médio de água armazenado no lago Janauacá é de 2,25 km³ por ciclo hidrológico, para os anos de 1995 a 2008, com o máximo de aproximadamente 6 km³ observado nos anos de 2002 e 2008. Adicionalmente, ressalta-se a coerência entre as sazonalidades apresentadas pelos dados altimétricos e aqueles provenientes da estação fluviométrica do lago Janauacá, confirmando o emprego da metodologia para determinação dos volumes nas demais zonas úmidas da Amazônia.

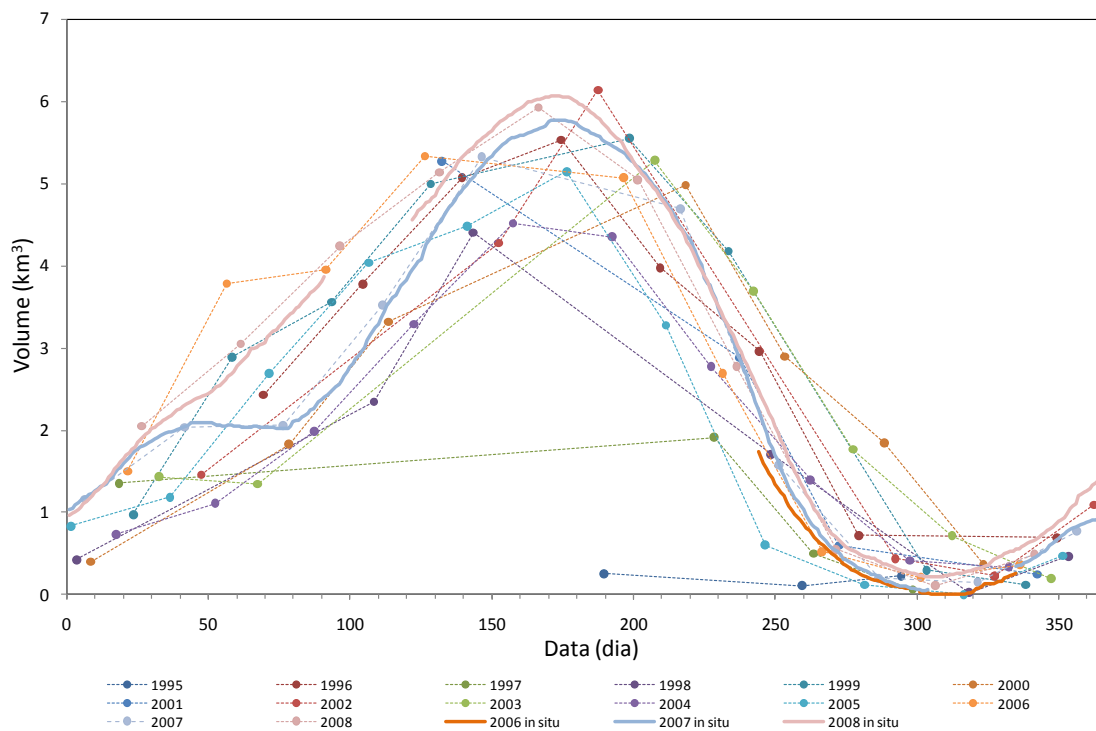


Figura 6.24 Sazonalidade do volume de água armazenado no lago Janauacá para os anos de 1995 a 2008. Curvas continua e pontilhada correspondem aos dados *in situ* e altimétricos, respectivamente.

6.4.1.1.2. LAGO GRANDE DE MONTE ALEGRE

A segunda análise de sazonalidade volume de água corresponde ao lago Grande de Monte Alegre, com aproximadamente 2600 km², localizado próximo a cidade de Santarém, na margem direita do rio Amazonas, incluído na planície Amazônica, onde são encontradas grandes extensões de áreas aplainadas que têm como características a ausência de drenos definitivos, denominada planície de inundação ou várzea amazônica, as quais formam um intrincado mosaico de rios, igarapés e lagos marginais. Segundo Sieppel *et al.* (1992), os lagos da planície Amazônica, ocupam cerca de 11% da calha do rio Amazonas. Na Figura 6.25 mostra-se a localização do lado Grande de Monte Alegre, juntamente com a estação virtual utilizada.

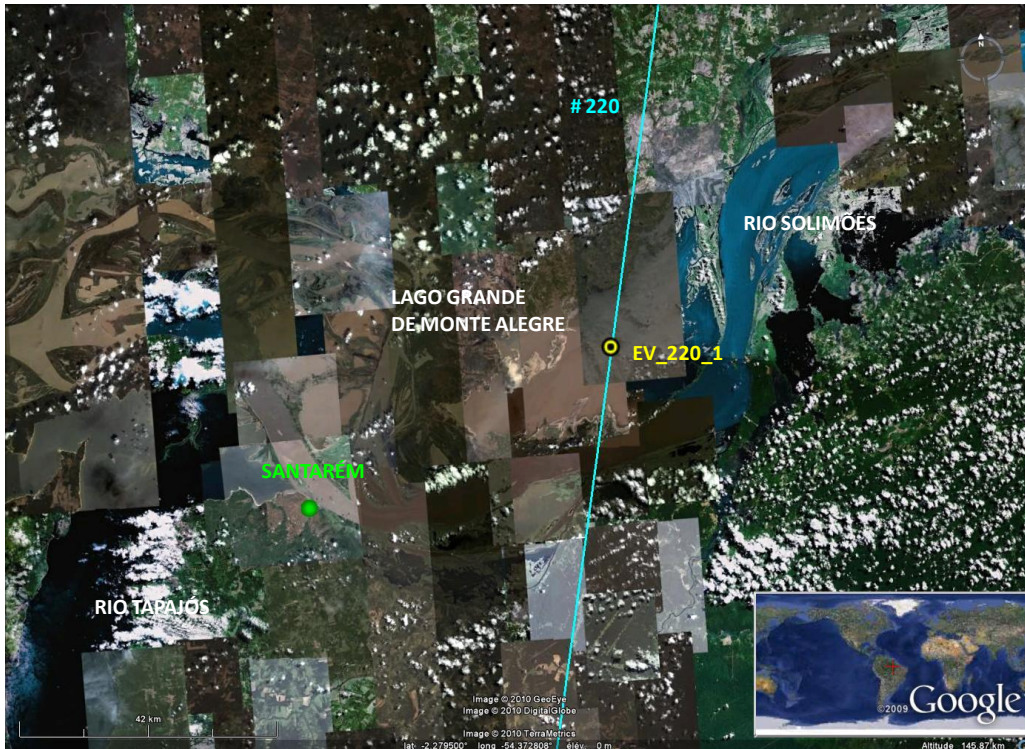


Figura 6.25 Lago Grande de Monte Alegre. Estação virtual em amarelo. Mosaico de imagens Google Earth, em segundo plano.

Observando-se a Figura 6.26, pode-se perceber que a série temporal das superfícies inundáveis, em azul escuro, resultante da classificação, acompanha a variação do nível de água medida pelos satélites altimétricos ERS-2 e ENVISAT, em vermelho. A amplitude do nível da lâmina de água é de 5,80 m, para os anos de 1995 a 2008. A superfície de água livre, nesse lago, é o dobro da superfície de vegetação inundável.

A Figura 6.27 apresenta o modelo obtido para os anos de 2001 a 2008, entre as superfícies totais inundadas do lago Grande de Monte Alegre e os níveis de água medidos pelos satélites altimétrico ERS-2 e ENVISAT. Pode-se conferir a variação da superfície inundada que progride lentamente em relação à variação dos níveis de água. O modelo explica 87% da variabilidade dos dados.

Na Figura 6.28, observa-se a variação de volume de água armazenada no lago Grande de Monte Alegre que denota um hidrograma monomodal, influenciado pelo regime do rio Amazonas, resultante das contribuições dos rios Solimões, Negro e Madeira, com ascensões e recessões assimétricas. Similar ao lago Janauacá, a estiagem avança rapidamente, embora iniciando-se mais cedo, no mês de julho, e se estende até novembro, apresentando, com mais freqüência, os volumes mínimos nos meses de outubro e novembro. O período de cheia abrange de dezembro a junho, progredindo lentamente, onde os volumes máximos são encontradas mais freqüentemente entre os meses de maio e junho. O volume médio de água armazenado no lago é de 4,80 km³ por ciclo hidrológico, para os anos de 1995 a 2008, com o máximo de aproximadamente 9,90 km³ observado no ano de 2006.

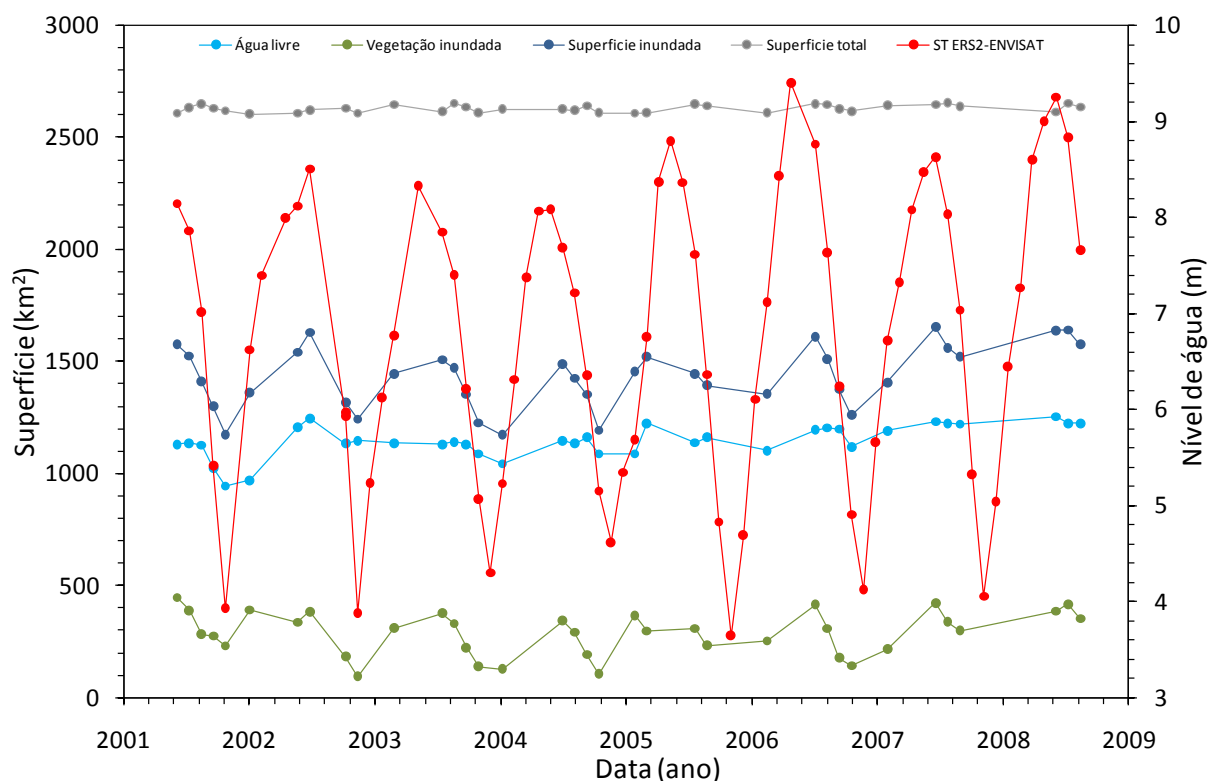


Figura 6.26 Séries temporais resultantes da classificação das imagens MODIS MOD09A1 para o lago Grande de Monte Alegre. Em azul claro a classe água livre, em verde a classe vegetação inundada e em azul escuro a superfície total inundada. Nível de água medido pelos satélites ERS-2 e ENVISAT em vermelho.

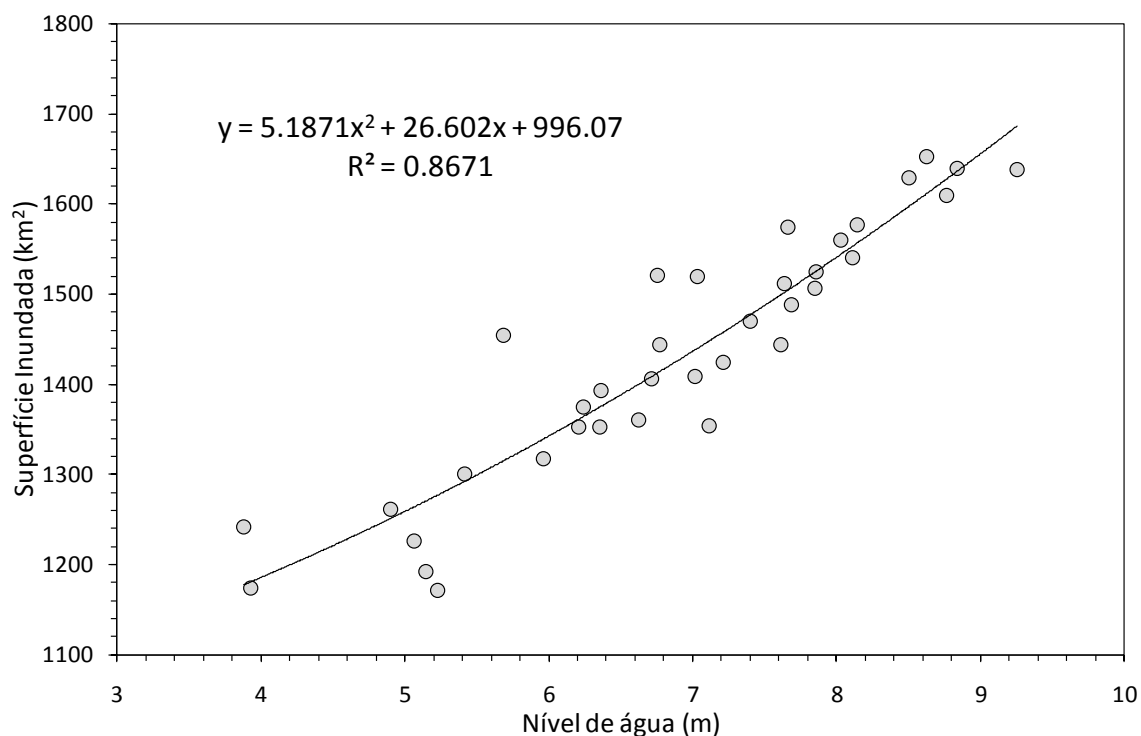


Figura 6.27 Modelo de co-relação superfície-nível de água do lago Grande de Monte Alegre para os anos de 2001 a 2008.

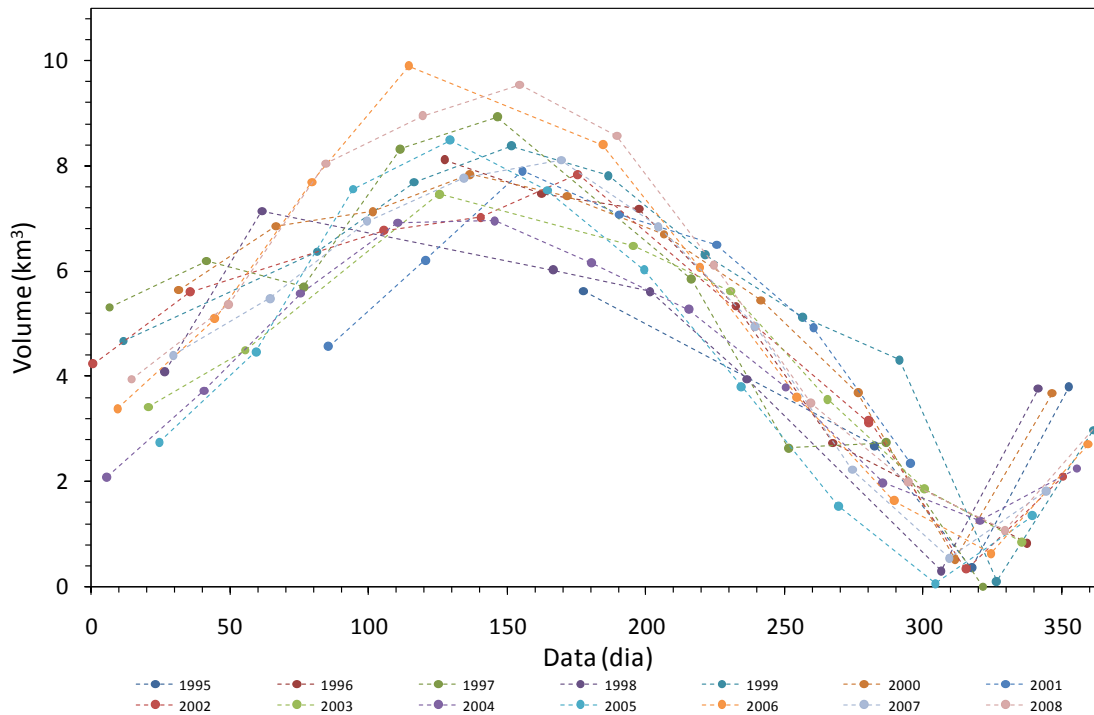


Figura 6.28 Sazonalidade do volume de água armazenado no lago Grande de Monte Alegre para os anos de 1995 a 2008.

6.4.1.1.3. LAGO CURUPIRA

O terceiro estudo abrange o lago Curupira de aproximadamente 550 km² (Figura 6.29), incluso no planície Amazônica próximo à foz do rio Madeira, sendo completamente inundado pelas águas do rio Amazonas durante as cheias. Segundo Junk (1997) os lagos amazônicos armazenam a água e o sedimento transportados pelo rio durante as cheias, possibilitando o equilíbrio do sistema como um todo, e atuando como berço para uma grande biodiversidade aquática. Com a subida da água, os peixes invadem os campos e as florestas, alimentando-se dos organismos que ocupam esses ambientes. Muitas espécies de plantas reproduzem-se nessa época, particularmente nesse lago onde a superfície de vegetação inundada é bastante significativa, criando uma importante fonte de alimentos para os animais aquáticos. Com a vazante, muitos peixes deixam os lagos e campos e formam cardumes para migrar rio acima. Na Figura 6.29 observa-se a localização do lado Curupira, juntamente com a estação virtual utilizada.

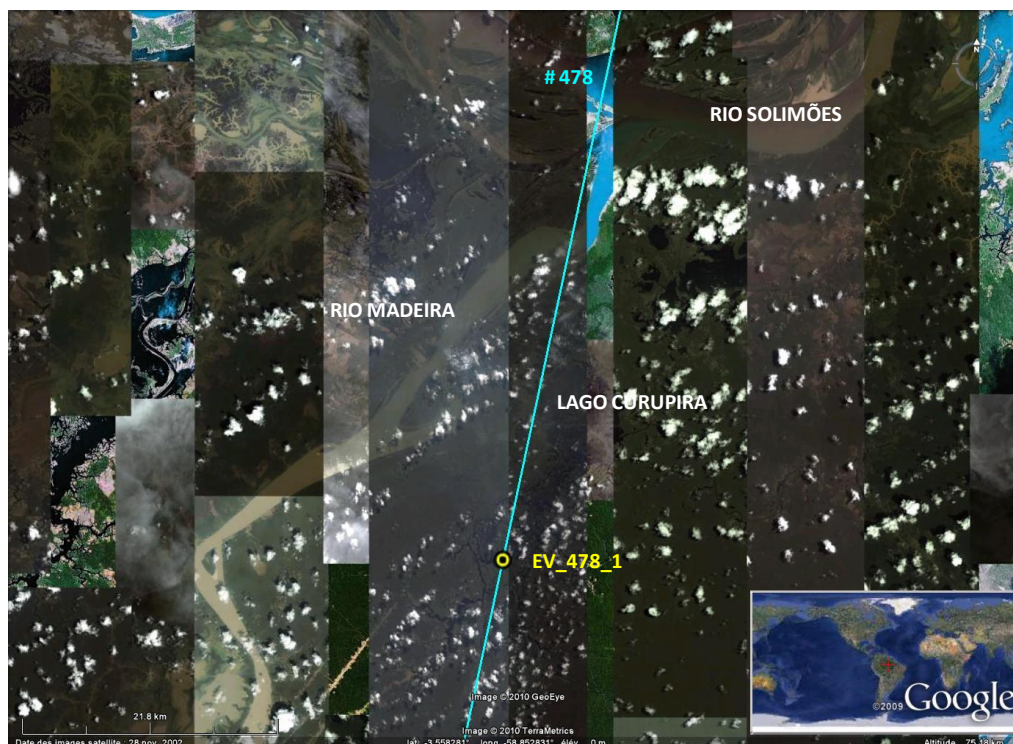


Figura 6.29 Lago Curupira. Estação virtual em amarelo. Mosaico de imagens Google Earth, em segundo plano.

Na Figura 6.30, constata-se que a série temporal das superfícies inundáveis, em azul escuro, resultante da classificação, acompanha perfeitamente a variação do nível de água medida pelos satélites altimétricos ERS-2 e ENVISAT, em vermelho. A amplitude do nível da lâmina de água é de 11,74 m, para os anos de 1995 a 2008. Em oposição ao lago Grande de Monte Alegre a superfície de vegetação inundável, nesse lago, é bastante superior a da superfície de água livre.

Observa-se na Figura 6.31 o modelo obtido para os anos de 2001 a 2008, entre as superfícies totais inundadas do lago Curupira e os níveis de água medidas pelos satélites altimétrico ERS-2 e ENVISAT, onde se pode conferir a variação da superfície inundada bastante acelerada em relação à variação do nível de água. O modelo explica 86% da variabilidade dos dados.

A variação de volume de água armazenada no lago Curupira mostra uma particularidade, pois o lago atinge seu volume mínimo no mês de setembro permanecendo 4 meses nesse valor, durante esse período o lago apresenta-se completamente seco, com uma superfície inundada somente a montante do lago central. A sazonalidade do volume de água armazenado denota certa simetria durante os meses de fevereiro a agosto, dando origem a uma hidrograma monomodal do volume armazenado característico do regime tropical austral, com um único pico de cheia máxima ocorrendo ao longo do primeiro semestre do ano (Figura 6.32). A estiagem inicia-se, no mês de junho, atingindo seu mínimo no mês de setembro. O período de cheia abrange de fevereiro a maio, onde os volumes máximos são encontradas mais freqüentemente no mês de maio. O volume médio de água armazenado no

lago é de 1,40 km³ por ciclo hidrológico, para os anos de 1995 a 2008, com o máximo de aproximadamente 4,60 km³ observado no ano de 1999.

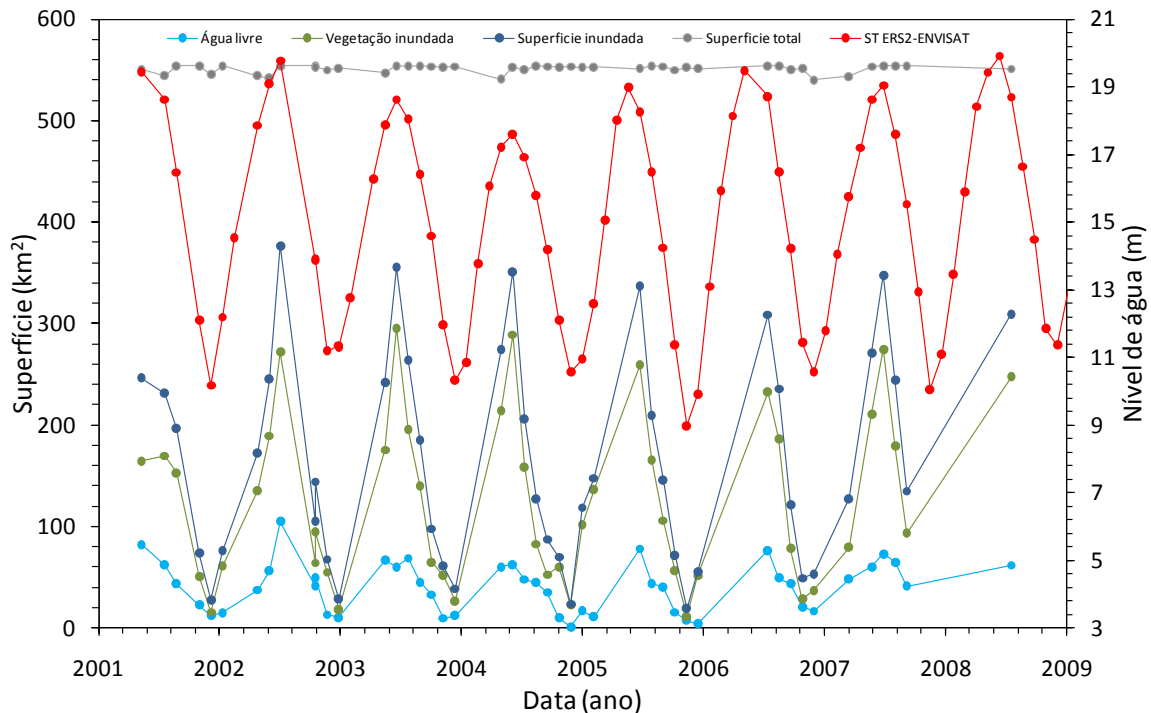


Figura 6.30 Séries temporais resultantes da classificação das imagens MODIS MOD09A1 para o lago Curupira. Em azul claro a classe água livre, em verde a classe vegetação inundada e em azul escuro a superfície total inundada. Nível de água medido pelos satélites ERS-2 e ENVISAT em vermelho.

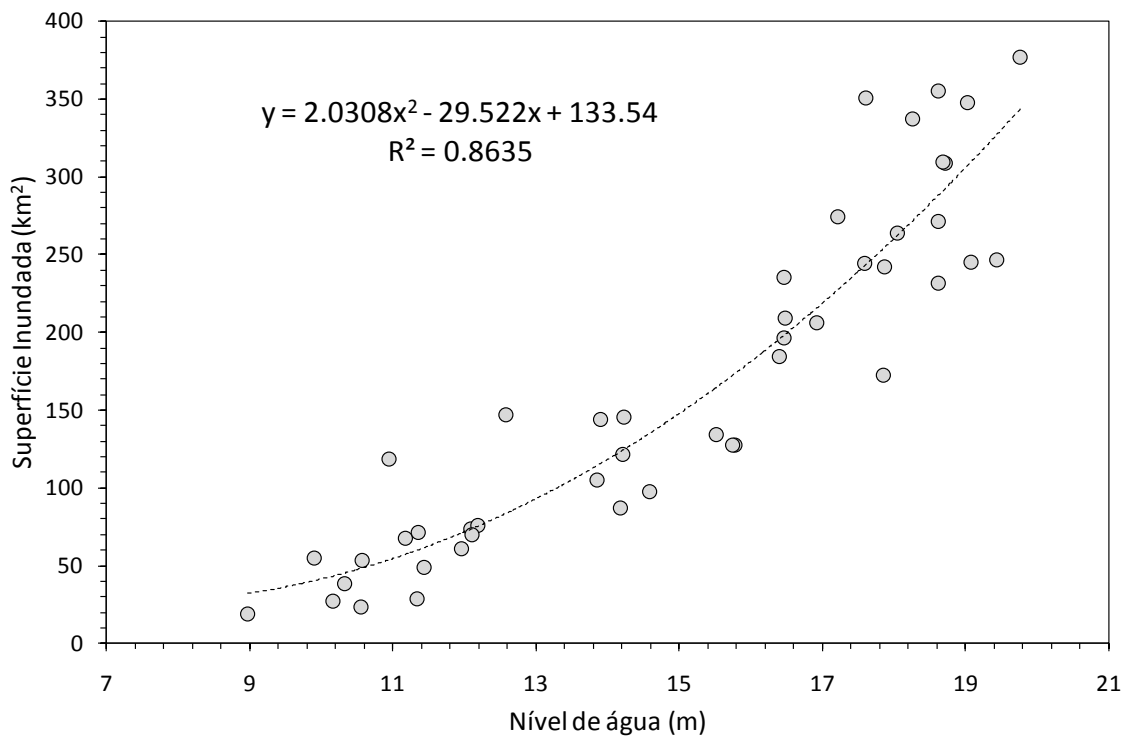


Figura 6.31 Modelo de co-relação superfície-nível de água do lago Curupira para os anos de 2001 a 2008.

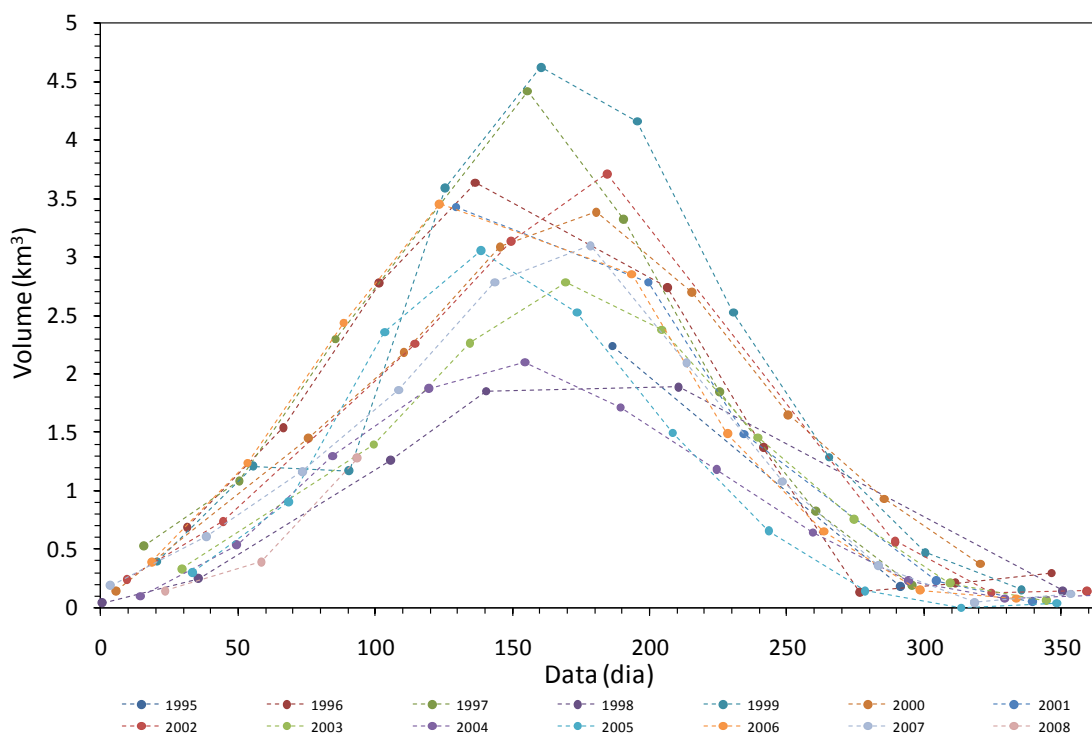


Figura 6.32 Sazonalidade do volume de água armazenado no lago Curupira para os anos de 1995 a 2008.

6.4.1.1.4. ALAGADO INTERFLUVIAL CAAPIRANGA

Finalizando as aplicações hidrológicas dos dados altimétricos para estudos da sazonalidade do volume de água armazenado nas zonas úmidas seguem-se as análises do alagado interfluvial Caapiranga com área de aproximadamente 8200 km², localizado na margem direita do médio rio Negro. A presença de alagados interfluviais na bacia do rio Negro é atribuída à existência de vales erosivos profundos do antigo substrato rochoso da região, seguindo uma direção NW-SE (Latrubesse e Franzinelli, 2005). Suas águas são mantidas à custa da chuva na região, sendo niveladas pelo lençol freático. Os solos nesta região são de predominância arenosa (Eva *et al.*, 2002) e, portanto, com baixa capacidade de retenção de água. A vegetação em boa parte adaptada a esta condição anfíbia reagiria de maneira incerta a toda e qualquer alteração no balanço hídrico regional que signifique stress hídrico (Cruz e Andrade, 2008). Na Figura 6.33 mostra-se a localização do alagado interfluvial Caapiranga, juntamente com a estação virtual utilizada.

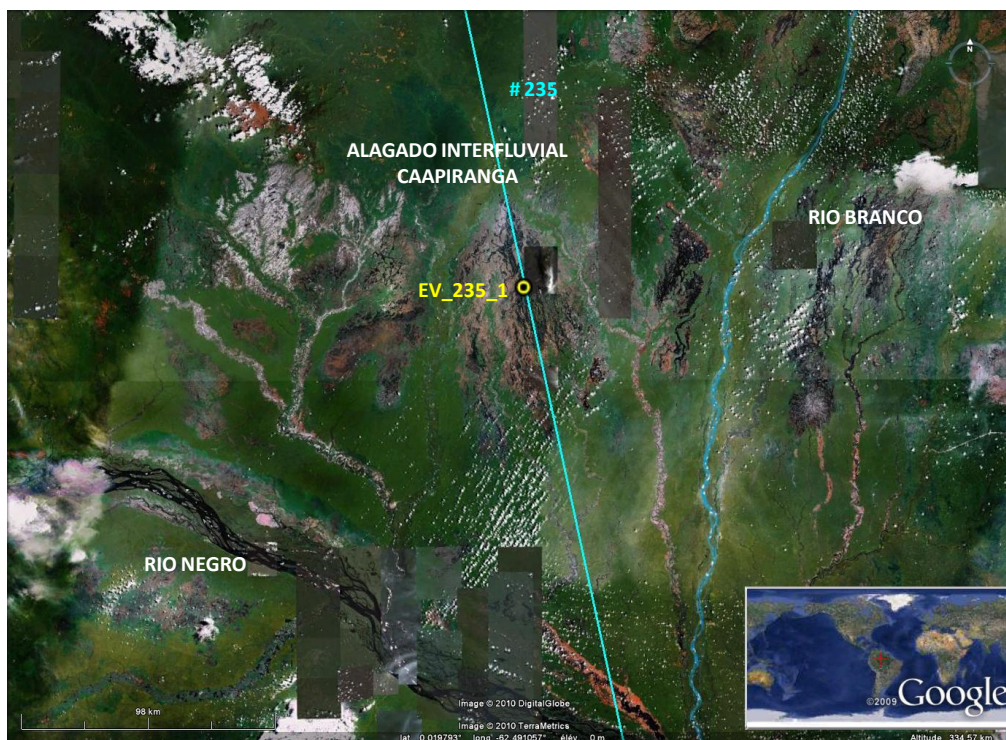


Figura 6.33 Alagado interfluvial Caapiranga. Estação virtual em amarelo. Mosaico de imagens Google Earth, em segundo plano.

A série temporal das superfícies inundáveis, em azul escuro, resultante da classificação, acompanha a variação do nível de água medida pelos satélites altimétricos ERS-2 e ENVISAT, em vermelho. A amplitude do nível da lâmina de água é de 0,57 m, para os anos de 1995 a 2008. A superfície de vegetação inundável, nessa região é intensa (Figura 6.34).

O modelo obtido para os anos de 2001 a 2008, entre as superfícies totais inundadas para o alagado interfluvial Caapiranga e os níveis de água medidas pelos satélites altimétrico ERS-2 e ENVISAT, não apresentou bons resultados dada a presença maciça de vegetação inundada. No entanto pode-se conferir que com pouquíssima variação do nível da lâmina de água, a superfície inundada corresponde a grandes extensões. O modelo explica 48% da variabilidade dos dados (Figura 6.35).

Ao contrário do lago Curupira o volume de água armazenado no alagado interfluvial Caapiranga permanece 4 meses em seu valor máximo. Denota uma sazonalidade bimodal, com ascensões e recessões assimétricas, resultante do regime hidrológico equatorial. Contrário ao lago Grande de Monte Alegre a cheia avança rapidamente, iniciando-se, com mais frequência no mês de fevereiro atingido seu máximo em abril e permanecendo até julho, quando começa a estiagem. Observa-se um segundo pico de cheia menos acentuado nos meses de dezembro ou janeiro. Esse período de cheia é fortemente influenciado pelo regime pluviométrico da região (cf. § 6.4.3.2), onde os meses mais úmidos compreendem de maio a julho (Guyot e Molineir, 2003). O volume médio de água armazenado no lago é de

1,54 km³ por ciclo hidrológico, para os anos de 1995 a 2008, com o máximo de aproximadamente 3,22 km³ observado no ano de 2006 (Figura 6.36).

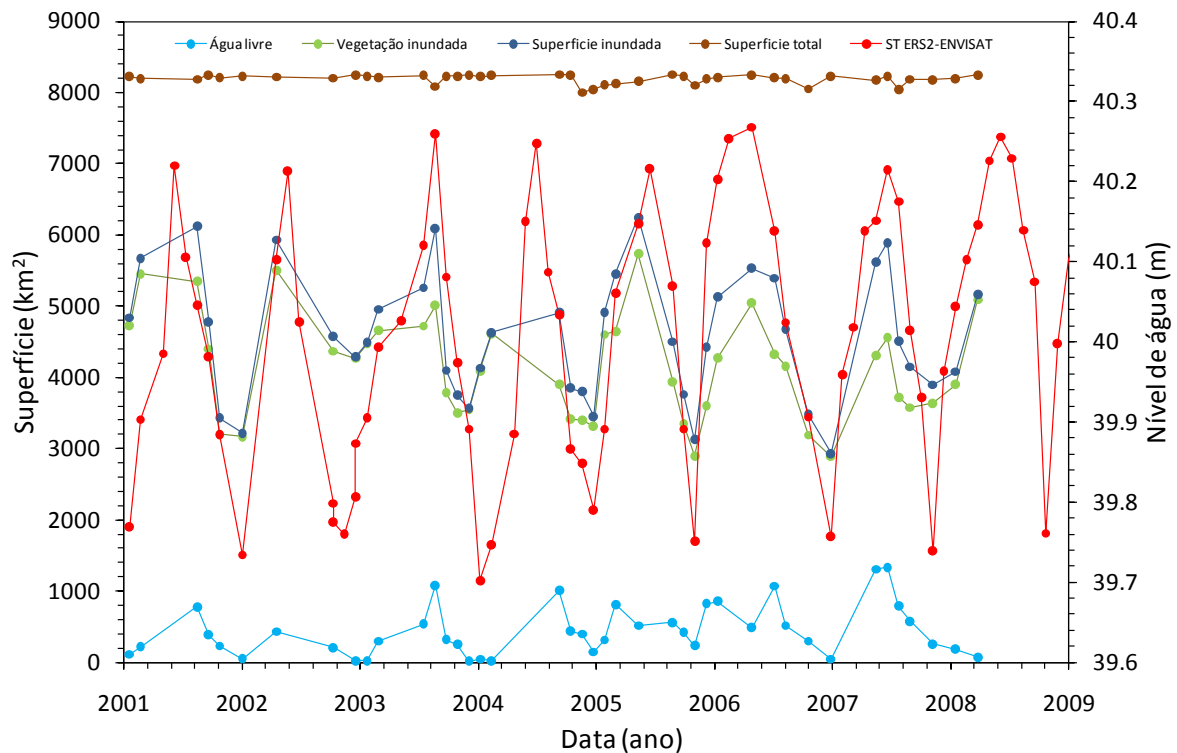


Figura 6.34 Séries temporais resultantes da classificação das imagens MODIS MOD09A1 para o alagado interfluvial Caapiranga. Em azul claro a classe água livre, em verde a classe vegetação inundada e em azul escuro a superfície total inundada. Nível de água medido pelos satélites ERS-2 e ENVISAT em vermelho.

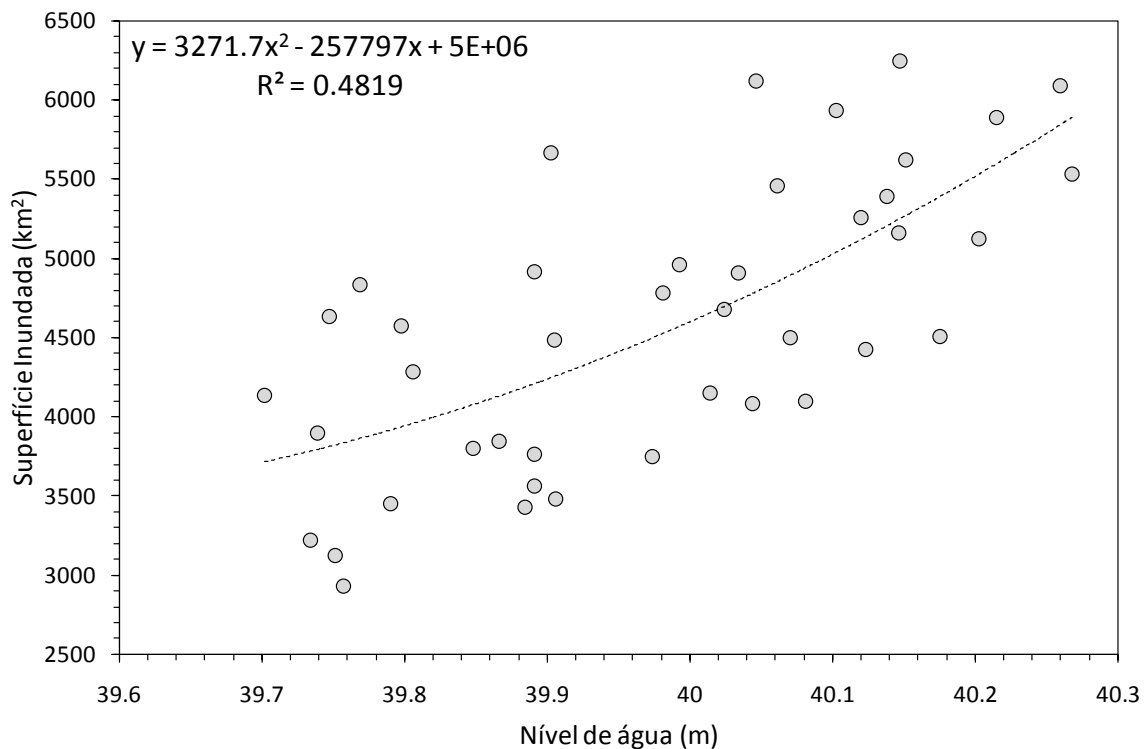


Figura 6.35 Modelo de co-relação superfície-nível de água do alagado interfluvial Caapiranga para os anos de 2001 a 2008.

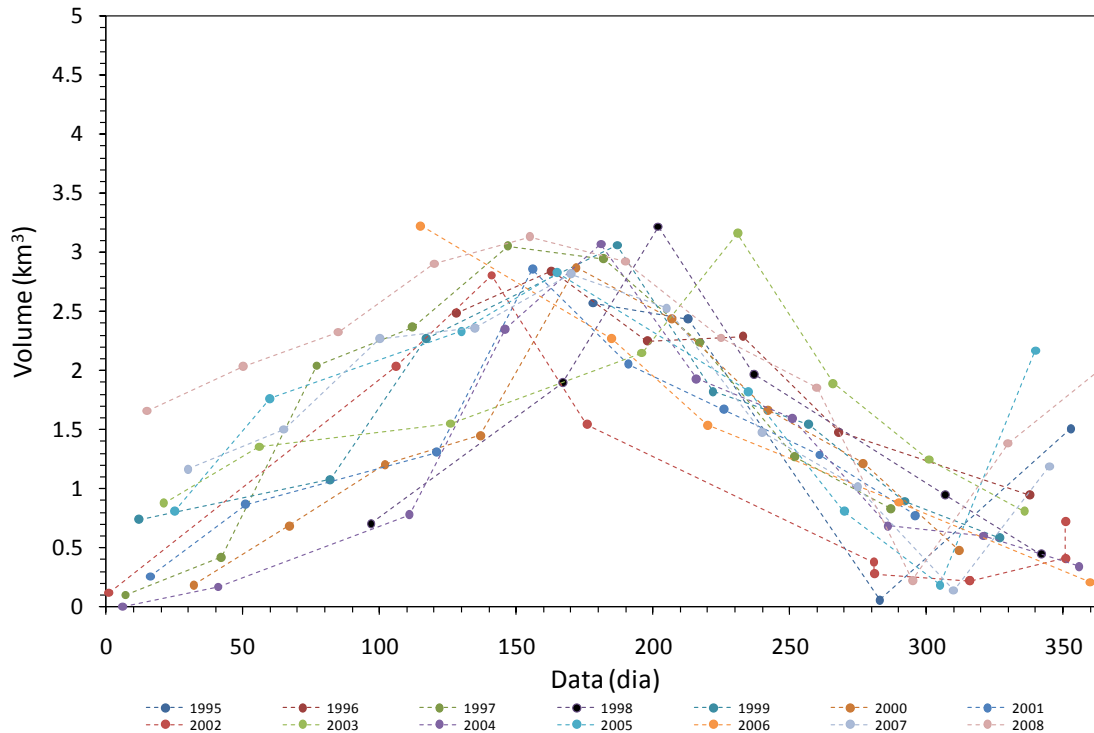
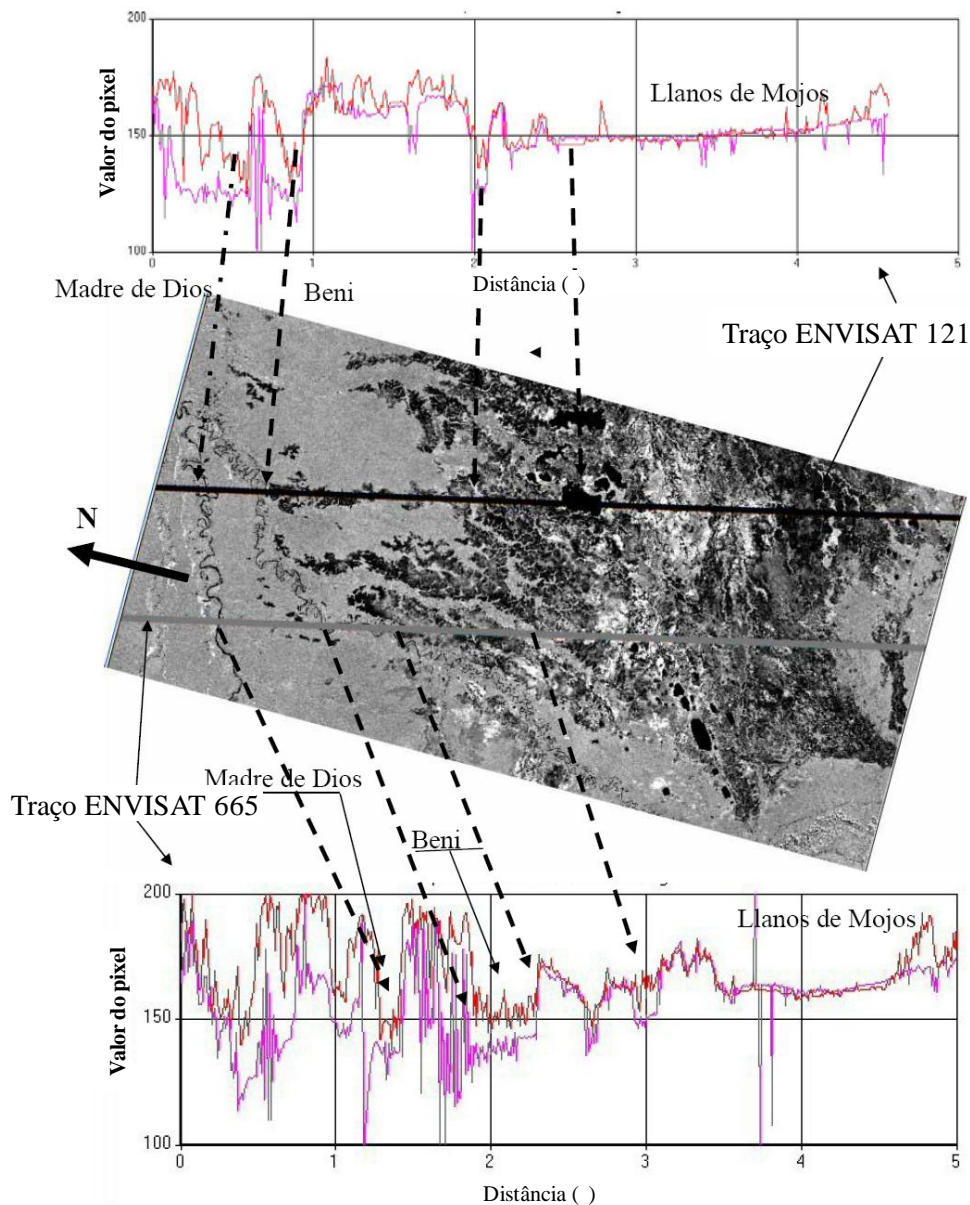


Figura 6.36 Sazonalidade do do volume de água armazenado no alagado interfluvial Caapiranga para os anos de 1995 a 2008.

6.4.1.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ZONA ÚMIDA

Alguns resultados que ilustrando essa aplicação dos dados altimétricos em zonas úmidas foram apresentados em Seyler *et al.*, (2009b), na região do *Llanos de Mojos*, um grande complexo de zonas úmidas, situados na porção sudoeste da bacia Amazônica, na fronteira brasileira com a Bolívia e o Peru. Acoplando-se os dados altimétricos do satélite ENVISAT com imagens do sensoriamento remoto, foram recuperadas informações do comportamento hidrológico desse complexo sistema. Nesse estudo vazões de margens plenas foram calculadas para os afluentes do rio Madeira, utilizando as imagens SAR JERS-1 para determinação da largura dos rios e os dados altimétricos para as alturas de águas, máximas e mínimas. Perfis de declividade ao longo do traço altimétrico foram comparados com as altitudes derivadas do Modelo Digital do Terreno proveniente da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) demonstrados resultados bastante próximos nas zonas úmidas e com diferenças variado de 10 a 50 m quando cruzam os rios Beni e Madre de Dios, ilustrado na Figura 6.37.



Fonte: Adaptado de Seyler *et al.* (2009b).

Figura 6.37 Corte transversal dos rios Madre de Dios e Beni e dos *Llanos de Mojos* de noroeste a sudeste. A linha rosa representa os dados do satélite ENVISAT. A linha vermelha denota as alturas provenientes do SRTM ao longo do traço. Em segundo plano, a imagem de JERS-1 da região.

6.4.1.3. CONSIDERAÇÕES

Em grandes bacias tropicais, dada a freqüente presença de cobertura vegetal e de vastas zonas úmidas, onde os registros hidrológicos convencionais normalmente são limitados, os satélites de observação da Terra fornecem dados com aceitável resolução espacial e temporal (cf. § 2.4), destacando-se o uso combinado do sensoriamento remoto e altimetria espacial, permitindo extrair características físicas das zonas úmidas.

Após a investigação conduzida, pode-se afirmar que as imagens MODIS MOD09A1 representam um importante complemento para o estudo cartográfico das superfícies inundáveis nas zonas úmidas da bacia Amazônica, pois oferecem a possibilidade de uma análise espaço-temporal de 3 objetos principais: água, vegetação inundável e vegetação não inundável. As superfícies inundáveis variam segundo o ciclo hidrológico, mesmo que as imagens MODIS MOD09A1 apresentem uma resolução espacial de 500 m. Utilizando-se somente dados espaciais, foi possível estimar as superfícies máximas inundáveis através do modelo superfície-nível de água, bem como a sazonalidade do volume de água armazenado. Os modelos apresentados explicam mais de 80% da variabilidade dos dados analisados. No entanto, isso não implica necessariamente que as relações encontradas sejam o único modelo apropriado para prever tal sazonalidade, visto que o estudo apresentado envolve domínios variados como a hidrologia, a altimetria espacial, o sensoriamento remoto e as análises espaços-temporais.

Adicionalmente, destaca-se que essas observações são consistentes com os estudos da variabilidade regional e sazonal das cheias dos rios da bacia Amazônia conduzidos por Sioli (1984), Richey *et al.* (1986, 1989), Meade *et al.* (1991), Guyot *et al.* (1993, 1994, 1998, 1999a, 1999b), Molinier (1995), Molinier *et al.* (1994, 1995, 1996, 1997, 1999, 2009) e Ronchail *et al.* (2005, 2006), bem como do ciclo anual de atividades convectivas na região, demonstrado por Salati *et al.* (1978), Kusky *et al.* (1984), Horel *et al.* (1989), Figueroa e Nobre (1990), Nobre *et al.* (1991), Guyot *et al.* (1999) e Villar *et al.* (2009).

A missão altimétrica SWOT (*Surface Water Ocean Topography*), prevista para 2020, realizará uma cartografia completa das superfícies inundadas, bem como dos níveis de água, utilizando a tecnologia denominada altimetria interferométrica, contribuindo para responder a questões científicas, ligadas, por exemplo, ao estudo de modificações climáticas e ao fluxo de contaminantes na água, no ar e em meios porosos, entre outros problemas. Ressalta-se que, com essa missão, os estudos relacionados com a dinâmica das inundações poderão ser efetuados com uma qualidade superior em resolução espacial e temporal, pois serão fornecidas imagens bi-dimensionais com uma resolução espacial de 50-100 m e o tempo de revisita do satélite, intertraço no Equador, esta prevista para 20 dias.

6.4.2. RELAÇÃO ENTRE RIO - PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO - LAGOS E ENTRE BACIAS

Os estudos das variações espaços-temporais de níveis de água nas zonas úmidas utilizando dados altimétricos abrangem três grandes sub-bacias amazônicas: as bacias do Rio Negro, do rio Solimões e do rio Madeira, com áreas de drenagem de $0,7 \times 10^6 \text{ km}^2$, $2,15 \times 10^6 \text{ km}^2$ e $1,42 \times 10^6 \text{ km}^2$, respectivamente, totalizando, juntas, 70% da extensão da bacia Amazônica (Molinier *et al.*, 1997). Foram elaboradas 96 estações virtuais, com o algoritmo *Ice-1*, do satélite ENVISAT. As análises efetuaram-se ao longo dos traços do satélite, que cruzam rios, igarapés, lagos marginais e alagados interfluviais localizados nessas sub-bacias. Tais áreas não contêm qualquer estação fluviométrica tradicional.

Diversas conexões foram estudadas, sendo compartilhados com trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores:

- Relações entre rios e planície de inundação, conduzidas nos rios Guaporé, Branco e Amazonas, publicadas em Seyler *et al.*, (2008 e 2009a) e Silva *et al.* (em revisão 2010) (cf. § 6.4.2.1);
- Relações entre rios e lagos expressas no rio Guaporé publicadas em Seyler *et al.*, (2008 e 2009a) e Silva *et al.* (em revisão 2010) (cf. § 6.4.2.2); e
- Relações entre bacias analisadas nas sub-bacias do rio Negro, rio Solimões e Madeira publicadas Silva *et al.* (em revisão 2010) (cf. § 6.4.2.3).

6.4.2.1. RELAÇÃO ENTRE RIO E SUA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO

Foram analisadas as relações entre os rios Guaporé, Branco e Amazonas e suas planícies de inundação, dado que as implicações decorrentes da regularidade do padrão de inundação e da sua duração são importantes ecologicamente, sendo de sua responsabilidade as modificações anuais do ambiente, determinando fases terrestre e aquática distintas (Junk, 1997). Devido a essa característica mutante, as planícies de inundação amazônicas ocupam uma posição intermediária entre sistema aberto, sistema de transporte, sistema fechado e sistema acumulativo. O período de acumulação de substâncias seguido de seu transporte pode ocorrer em pequenos períodos associados ao ritmo do pulso de inundação, por exemplo, no caso da produção de matéria orgânica na planície de inundação, ou no intervalo de centenas ou milhares de anos como no caso do transporte de sedimentos. Durante o período de vazante, os corpos de água lânticos são sistemas lacustres e acumulativos. Conforme o nível de água do rio sobe, esses ambientes assumem a função de reservatórios; entretanto, durante o período de cheia podem se tornar canais de transporte de água (Junk, 1997).

6.4.2.1.1. RIO GUAPORÉ

O primeiro local estudado compreende o rio Guaporé que nasce nas elevações da Chapada dos Parecis, no estado de Mato Grosso e desemboca no rio Mamoré, no estado de Rondônia, numa região conhecida pelo nome de *Llanos de Mojos*. Em todo seu percurso no estado de Rondônia e uma pequena parte do Mato Grosso, delimita a fronteira entre Brasil e Bolívia. O rio serpenteia no interior da planície aluvial, margeado por lagos, savanas, floresta inundada e floresta de terra firme. Esta grande zona sujeita a inundações varia de tamanho conforme as estações tropicais secas e chuvosas (Ronchail *et al.*, 2005). Pode secar bastante durante o inverno Austral e estender-se até 150 000 Km² no fim da estação das chuvas (Roche e Fernández, 1988). Os resultados apresentados foram publicados em Seyler *et al.*, (2008 e 2009a) e Silva *et al.* (em revisão 2010) e são listados na Tabela 6.8.

Tabela 6.8 Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Guaporé.

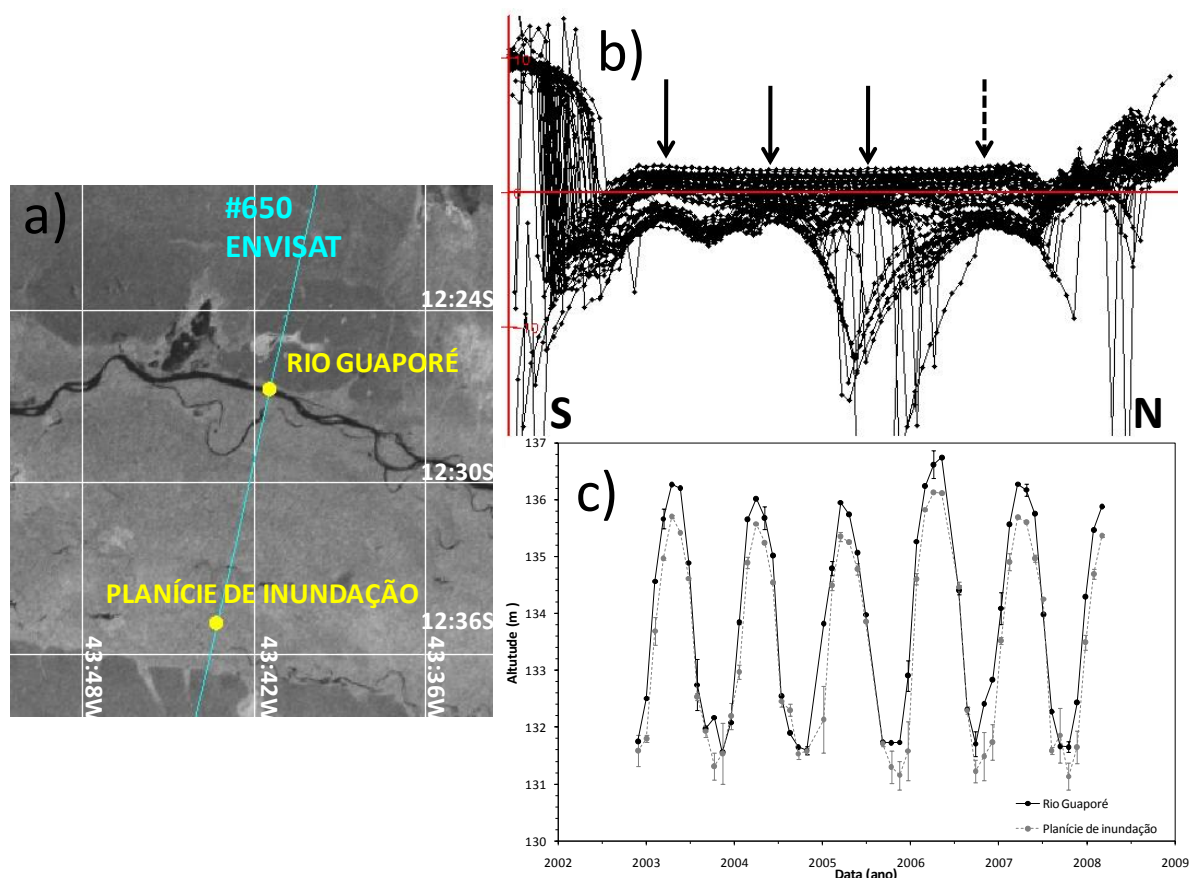
Estações Virtuais	Traço	Local	Largura (km)	Longitude Média (°)	Latitude Média (°)	Varição do NA (m)
EV_106_01	106	Rio Guaporé	0,32	-64,409	-12,443	4,37
EV_106_02	106	Lago 4 Guaporé		-63,090	-12,960	2,62
EV_106_03	106	Lago 5 Guaporé		-63,117	-13,078	2,87
EV_192_01	192	Rio Guaporé	0,62	-64,409	-12,443	8,57
EV_650_01	650	Rio Guaporé	0,35	-63,691	-12,446	5,18
EV_650_02	650	Planície de inundação	20,00	-63,722	-12,582	4,91
EV_951_01	951	Lago 1 Guaporé		-63,245	-12,297	3,41
EV_951_02	951	Lago 2 Guaporé		-63,202	-12,483	2,05
EV_951_03	951	Lago 3 Guaporé		-63,142	-12,748	4,07
EV_951_04	951	Lago 4 Guaporé		-63,092	-12,969	2,80
EV_951_05	951	Lago 6 Guaporé		-63,051	-13,147	1,70
EV_951_06	951	Rio Guaporé	0,15	-63,169	-12,630	5,35
EV_951_07	951	Tributário Guaporé	0,06	-63,118	-12,853	3,62

Fonte: Seyler *et al.* (2008 e 2009); Silva *et al.* (em revisão 2010).

Na Figura 6.38a, o satélite ENVISAT (traço 650), cruza o rio Guaporé, que nesse trecho apresenta uma largura de 350 m e sua planície de inundação, recoberta por floresta ombrófila aberta (Eva *et al.*, 2002), regiões mais brilhantes da imagem JERS-1, no sentido norte-sul (N-S). O perfil hidrológico medido pelo altímetro durante o trajeto do ENVISAT é mostrado na Figura 6.37b, onde cada linha representa um ciclo de passagem do satélite e os pontos indicam as médias da medida do altímetro a um segundo. De norte a sul o satélite cruza a planície de inundação, permitindo avaliar o regime hidrológico da região, perfazendo um total de aproximadamente 20 km ao longo do traço. O altímetro começa a medir a superfície reflexiva do rio Guaporé antes do seu nadir, criando um forte efeito *off-nadir* (*e.g.*, perfil hidrológico em formato parabólico), indicado pela primeira seta pontilhada ao norte. Durante toda a cheia, o nível permanece constante na planície de inundação. Fato inverso ocorre em níveis intermediários de vazante e enchente, três parábolas sucessivas indicam distorções geométricas da medida altimétrica, influência do efeito *off-nadir*, bem como duas

parábolas contínuas na estiagem, após o curso principal. Tais distorções foram corrigidas individualmente para o cálculo correto dos níveis de água dessas passagens. As demais setas da Figura 6.38b indicam três afluentes que são completamente inundados pelas águas do rio Guaporé durante a cheia.

As séries temporais da Figura 6.38c foram extraídas nas duas extremidades planície de inundação. A sazonalidade do ciclo hidrológico denota um hidrograma multimodal, com ascensão e recessão simétricas e uma variação temporal dos níveis de água entre a cheia e a estiagem de aproximadamente 5 m. A diferença dos níveis de água observada entre o curso principal e a planície de inundação é 50 a 70 centímetros, respectivamente, com a cheia ocorrendo durante os meses de fevereiro a abril e estiagem observada durante os meses de setembro a novembro.



Fonte: Seyler *et al.* (2008 e 2009); Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.38 Comparação entre o curso principal e a planície de inundação do rio Gauporé. **a)** O traço 650 cruza o rio de Guaporé e sua planície de inundação. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano. **b)** Perfil hidrológico medido pelo altímetro RA-2 do satélite ENVISAT. **c)** Séries temporais extraída nas extremidades da planície de inundação. A série do curso principal é mostrada em preto e a da planície de inundação em cinza pontilhado.

6.4.2.1.2. RIO BRANCO

A segunda área do estudo é a planície de inundação do rio de Branco. O rio de Branco nasce na porção centro-oriental do estado de Roraima, aos pés da Serra Paracaima

fronteira entre Brasil, Venezuela e Guiana. No curso médio, o rio cruza uma enorme planície com baixíssima declividade, denominada Pantanal do Norte. Essa zona úmida é limitada por penhascos que podem atingir 20 m de altura e cercada por floresta de terra firme que não é inundada durante as cheias (Franzinelli e Igreja, 2002). Formado por bancos de sedimentos com elevação de até 7 m, o delta de Rio Branco penetra como uma progressiva planície no vale do rio Negro onde atua como uma represa estreitando o leito principal, que apresenta somente 2 km de largura na foz do rio Branco (Latrubesse e Franzinelli, 2005). Os resultados são apresentados em Silva *et al.* (em revisão 2010) e encontram-se listados na Tabela 6.9.

Tabela 6.9 Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Branco.

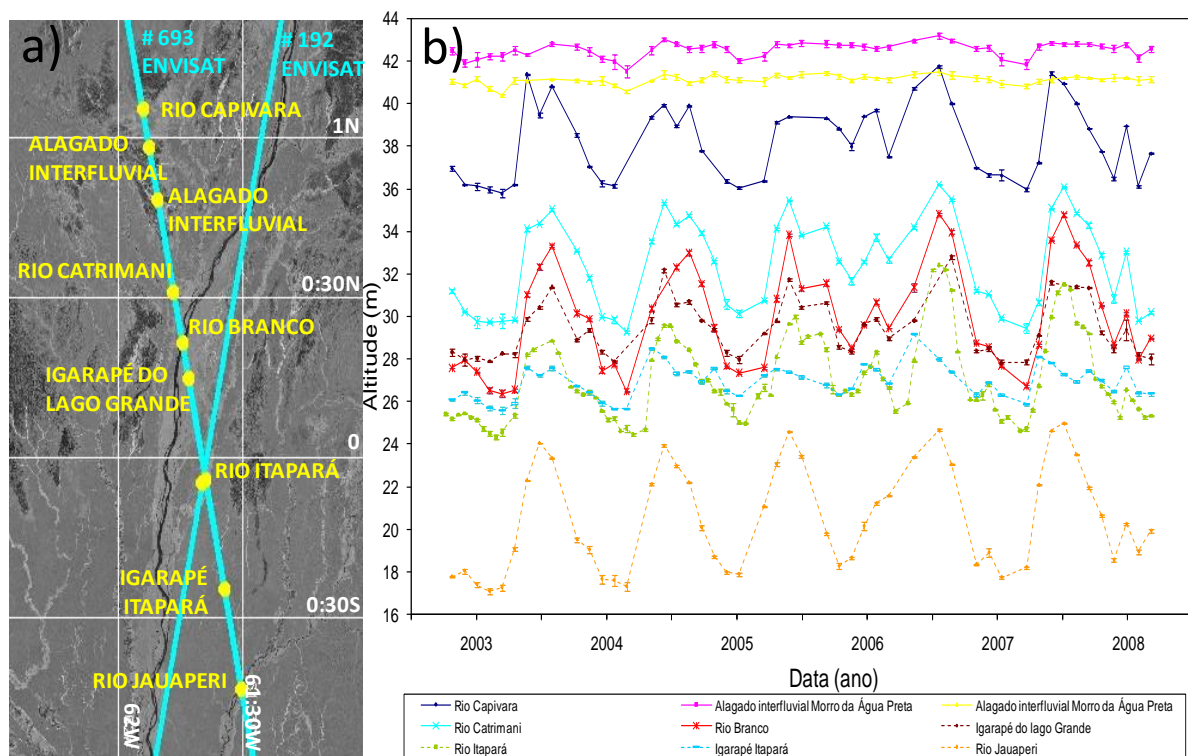
Estação Virtual	Traço	Local	Largura (km)	Longitude Média (°)	Latitude Média (°)	Varição do NA (m)
EV_192_02	192	Rio Itapará	0,08	-61,663	-0,085	7,87
EV_693_01	693	Rio Capivara	0,05	-61,903	1,087	5,96
EV_693_02	693	Alagado Interfluvial Morro da Água Preta		-61,877	0,966	1,68
EV_693_03	693	Alagado Interfluvial Morro da Água Preta		-61,841	0,805	1,16
EV_693_04	693	Rio Catrimani	0,13	-61,778	0,515	6,92
EV_693_05	693	Rio Branco	1,00	-61,742	0,354	8,44
EV_693_06	693	Igarapé do Lago Grande	0,05	-61,718	0,245	4,99
EV_693_07	693	Rio Itapará	0,08	-61,648	-0,075	7,91
EV_693_08	693	Igarapé Itapará	0,05	-61,573	-0,417	3,59
EV_693_09	693	Rio Jauaperi	0,48	-61,504	-0,728	7,92

Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

Na Figura 6.39, os traços 636 e 192 cruzam 206 km do Pantanal do Norte. A vegetação campinarana desenvolve-se nos circulares alagados interfluviais de solos pobres em nutrientes e substitui a floresta ombrófila densa de planície, nessa região. Florestas fluviais alagadas contornam os rios (Eva *et al.*, 2002). De norte a sul (N-S), o satélite cruza o rio Capivara que atravessa os alagados interfluviais, denominados de Morro da Água Preta e penetra na planície de inundação do rio Branco (Figura 6.39a). Essa planície de inundação começa no rio Catrimani e estende até o rio de Itapará. Por fim, mais ao sul, intercepta o rio Jauaperi e seu tributário Igarapé Itapará que são visíveis na Figura 6.39a, mas não pertencem à bacia de rio de Branco.

As séries temporais são apresentadas na Figura 6.39b, cuja série do rio Itapará é composta pelos dados altimétricos dos dois traços do satélite ENVISAT, 693 e 192, que se cruzam exatamente sob o plano de água observado. As séries mostram claramente o ciclo hidrológico anual e a sazonalidade dos níveis de água nas cheias e estiagens, com variação multimodal. As variações temporais médias dos níveis de água no rio Capivara, Igarapé Itapará e rio Jauaperi, correspondem a 6, 4 e 8 m, respectivamente. Para ambos os alagados

interfluviais do Morro da Água Preta, a flutuação média dos níveis de água são de aproximadamente 1,5 m e para a planície de inundação do rio de Branco, varia de 7 a 8,5 m. Particularmente, pode-se observar que a ascensão do hidrograma de cheia é mais acelerada, enquanto a recessão diminui progressivamente na vazante, frequentemente com um pico de cheia menos acentuado no segundo semestre característico de regime equatorial. Os níveis máximos são observados nos meses de maio a julho e os mínimos entre os meses de janeiro e fevereiro, com exceção do ano 2005, cujo mínimo ocorreu em dezembro.



Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

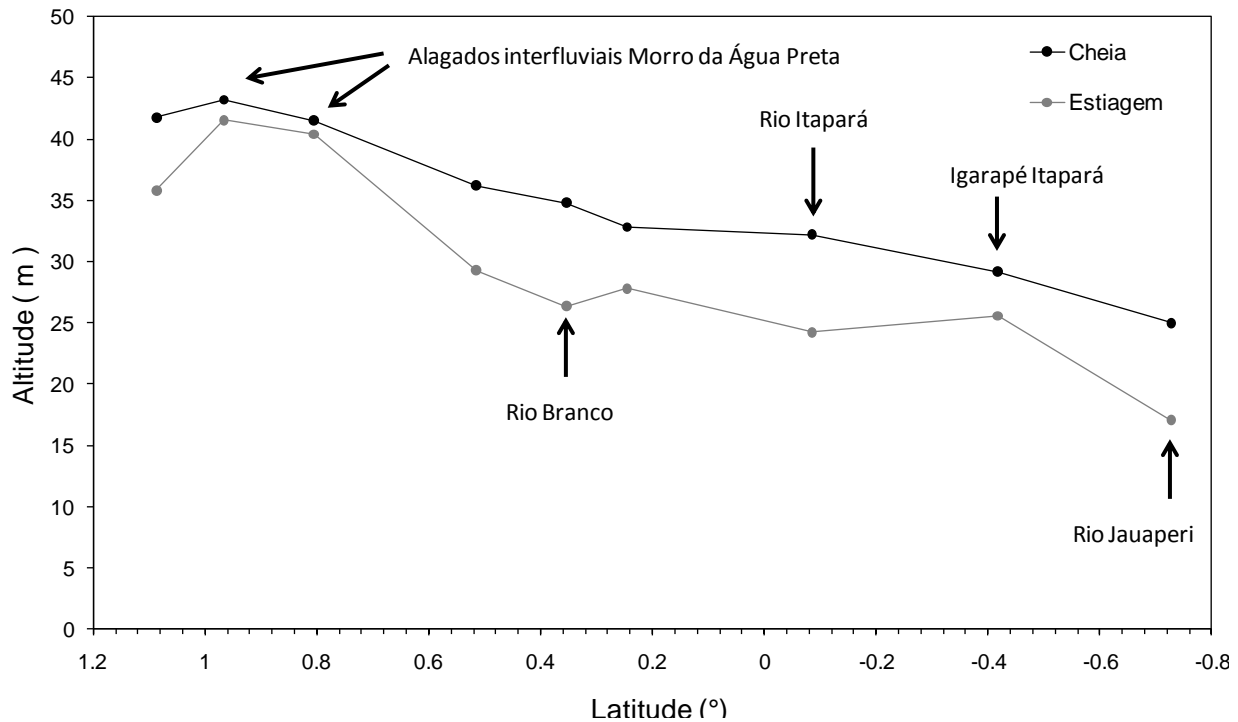
Figura 6.39 Comparação entre o curso principal e a planície de inundação do rio Branco.

a) Os traços 192 e 693 cruzam o rio Branco e a planície Pantanal do Norte. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

b) Séries temporais ao longo dos traços 192 e 693. Os gráficos pontilhados correspondem às séries dos corpos hídricos localizados após o vale fluvial do rio Branco, identificado em vermelho.

Na Figura 6.40, apresenta-se o perfil da elevação elaborado com os valores máximos e mínimos de cada série temporal, ilustrado no sentido norte-sul (N-S) do trajeto do satélite ENVISAT. Esse perfil confirma que o igarapé Itapará e o rio Jauaperi, localizados ao sul, não pertencem ao vale fluvial da bacia de rio de Branco. Ao norte do perfil, pequenas variações de níveis de água são observadas para os alagados interfluviais do Pantanal do Norte, em relação à variação dos níveis dos rios. Durante as cheias, observa-se uma declividade de 8,14 cm/km, medida ao longo do segmento de 206 km do traço 693. Para a planície de inundação do rio de Branco, que compreende do rio Catrimani ao rio Itapará totalizando 68 km ao longo do traço analisado, a declividade corresponde a 5,90 cm/km. Durante a estiagem, o rio Itapará desconecta-se da planície de inundação do rio de Branco, assim

como o rio Capivara dos alagados interfluviais do Morro da Água Preta, formando sistemas hídricos individualizados.



Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.40 Perfil de elevação das zonas úmidas em relação ao vale fluvial da bacia de rio de Branco.

6.4.2.1.3. RIO AMAZONAS

A terceira análise, onde os resultados são apresentados em Silva *et al.* (em revisão 2010), abrange a zona úmida da bacia Amazônica correspondente a várzea do rio Amazonas na foz do rio Madeira, incluída na planície Amazônica. No período de cheia, as águas do rio Amazonas controlam toda a planície aluvial (Maede *et al.*, 1991). Em consequência, a energia fluvial é diminuída e não consegue carrear muito da carga sedimentar que é depositada, colmatando o vale com sedimentos fluviais, formando diversas ilhas e meandros (Latrubesse e Franzinelle, 2002). As águas superficiais do Amazonas entram nos igarapés e lagos, onde grandes regiões são temporariamente inundadas, podendo permanecer vários meses, alterando o valor do pico da cheia, que progride lentamente. Em período de vazante, as águas estocadas são liberadas, aumentando o valor da estiagem. As Figuras 6.41, 6.42 e 6.43 ilustram como os dados altimétricos do ENVISAT representam esse fenômeno, listados na Tabela 6.10,.

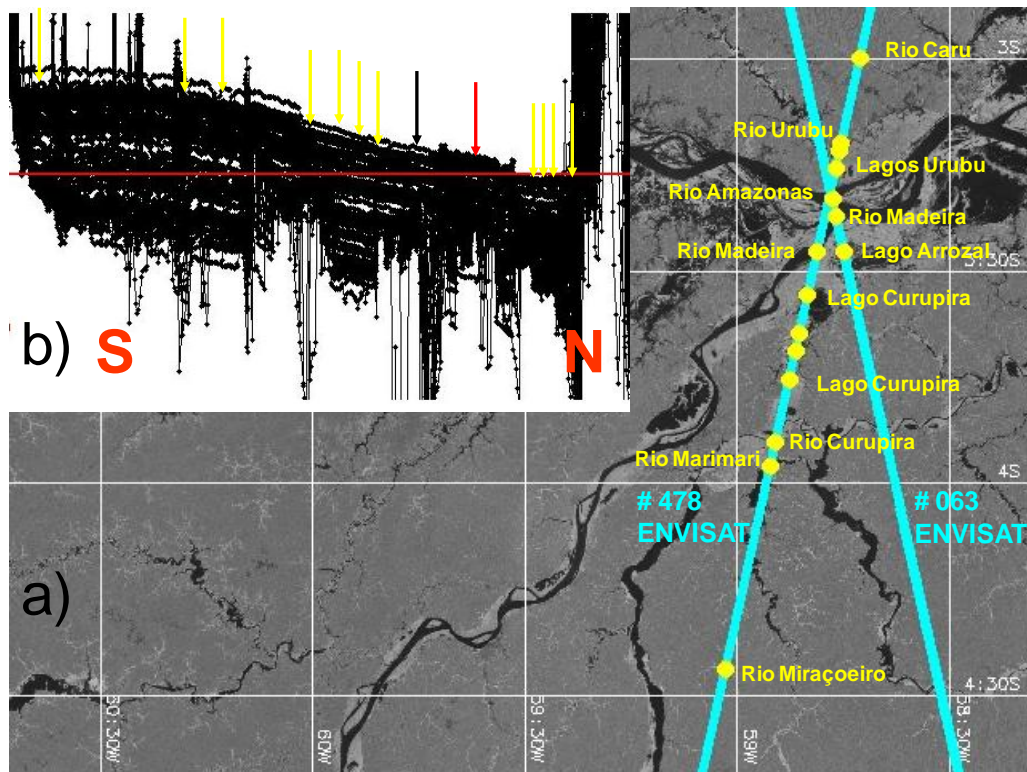
Tabela 6.10 Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Amazonas.

Estação Virtual	Traço	Local	Largura (km)	Longitude Média (°)	Latitude Média (°)	Variação do NA (m)
EV_063_01	063	Rio Amazonas	5,50	-58,775	-3,331	12,35
EV_063_02	063	Lago Arrozal		-58,749	-3,456	8,62
EV_063_03	063	Rio Madeira	4,00	-58,767	-3,372	12,67
EV_478_01	478	Rio Caru	0,03	-58,712	-3,002	4,27
EV_478_02	478	Rio Urubu	0,10	-58,756	-3,202	9,72
EV_478_03	478	Lago 1 Urubu		-58,760	-3,221	7,31
EV_478_04	478	Lago 2 Urubu		-58,769	-3,261	7,21
EV_478_05	478	Rio Amazonas	4,00	-58,749	-3,456	10,77
EV_478_06	478	Rio Madeira	2,00	-58,812	-3,455	11,11
EV_478_07	478	Lago1 Curupira		-58,835	-3,560	6,51
EV_478_08	478	Lago 2 Curupira		-58,854	-3,648	9,74
EV_478_09	478	Lago 3 Curupira		-58,864	-3,692	10,36
EV_478_10	478	Lago 4 Curupira		-58,879	-3,759	7,72
EV_478_11	478	Rio Curupira	0,25	-58,910	-3,904	11,53
EV_478_12	478	Rio Marimari	0,80	-58,923	-3,960	11,22
EV_478_13	478	Rio Miraçoeiro	0,02	-59,029	-4,440	6,21
EV_607_01	607	Rio Amazonas	6,30	-59,538	-3,134	12,32

Fonte: Silva *et al.* (em revisão, IJRS).

Na Figura 6.41a, o satélite ENVISAT (traço 478), cruza a região de estudo recoberta por floresta ombrófila densas de planície (Eva *et al.*, 2002), regiões mais brilhantes da imagem JERS-1, no sentido norte-sul (N-S). O perfil hidrológico medido pelo altímetro durante o trajeto do ENVISAT, ao longo do traço 478, é mostrado na Figura 6.41.b. O rio Amazonas é indicado pela seta em vermelho. De norte a sul o satélite cruza toda a planície de inundação, permitindo avaliar o regime hidrológico da região, perfazendo um total de 165 km ao longo do traço, com uma baixíssima declividade de 0,84 cm/km, durante a cheia, observada no perfil hidrológico altimétrico. Durante a vazante e a estiagem, em diversos momentos, parábolas sucessivas indicam distorções geométricas da medida altimétrica, influência do efeito *off-nadir*. Na região da foz do Madeira, esse fenômeno é fortemente observado, seta em preto na Figura 6.41b.

Na Figura 6.42, são apresentadas séries temporais altimétricas do rio Caru, rio Urubu, rio Amazonas, lago do Arrozal, lago Curupira, rio Marimari e rio Maraçoieiro. Verifica-se no traço retratado, o mesmo regime hidrológico equatorial alterado ao longo do traço, com a cheia progredindo lentamente e a vazante mais acelerada, que se inicia ao norte do rio Urubu, em rosa, até o rio Miraçoieiro, em violeta, passando pelo rio Amazonas em vermelho, cuja série temporal é composta pelos dados altimétricos dos traços 063 e 478 do satélite ENVISAT que se cruzam sob o plano de água observado. Adicionalmente, pode-se conferir a variação temporal nos hidrogramas dos diversos corpos hídricos da planície aluvial, com a inundação ocorrendo com mais frequência no mês de maio ou início de junho, onde o nível de água alcança um valor máximo de 21 m. A estiagem ocorre durante os meses de outubro a novembro com um nível inferior a 7 m. O rio Caru pertence à bacia do rio Uatumã, a jusante da região de estudo, apresentando uma série temporal diferenciada (azul escuro), não acompanhando a mesma sazonalidade hidrológica.

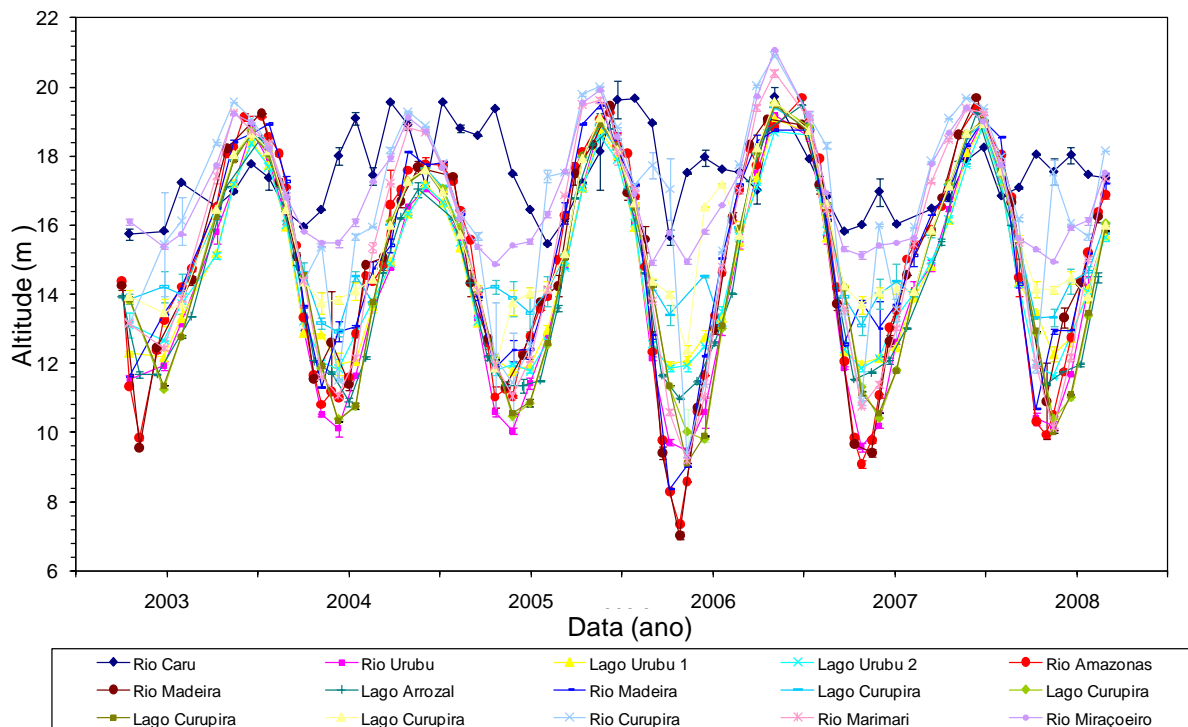


Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.41 Comparação entre o curso principal e a planície de inundação do rio Amazonas.

a) Os traços 063 e 478 cruzam o rio de Amazonas e sua planície fluvial. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

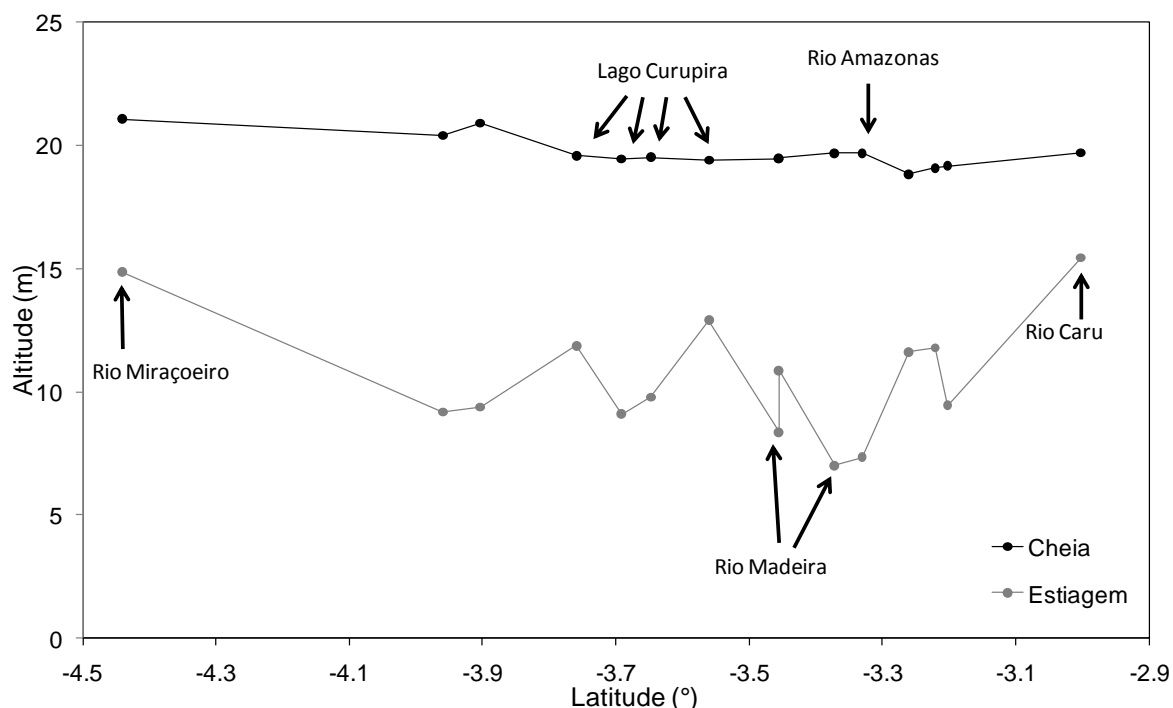
b) Perfil hidrológico medido pelo altímetro RA-2 do satélite ENVISAT ao longo do traço 478.



Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.42 Séries temporais ao longo dos traços 063 e 478. O rio Amazonas é identificado em vermelho.

Na Figura 6.43, apresenta-se o perfil de elevação da planície de inundação, elaborado com os valores máximos e mínimos de cada série temporal, ilustrado no sentido sul-norte (S-N) do trajeto do satélite ENVISAT, onde se verifica que, durante a cheia todos os rios e lagos marginais da região de estudo apresentam-se conectados, influenciados pelo rio Amazonas. Na estiagem, observam-se cinco domínios de fluxos hidrológicos diferentes. O rio Miraçoeiro e o rio Marimari contribuem para o fluxo hidrológico do rio Curupira, pois são seus afluentes. O lago Curupira, rio Urubu e rio Caru apresentam-se desconectados da planície de inundação, formando sistemas hídricos individualizados. Fato contrário acontece com o rio Madeira, lago do Arrozal e os lagos marginais entre o rio Amazonas e rio Urubu, que continuam conectados ao vale fluvial do rio Amazonas mesmo na estiagem.



Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

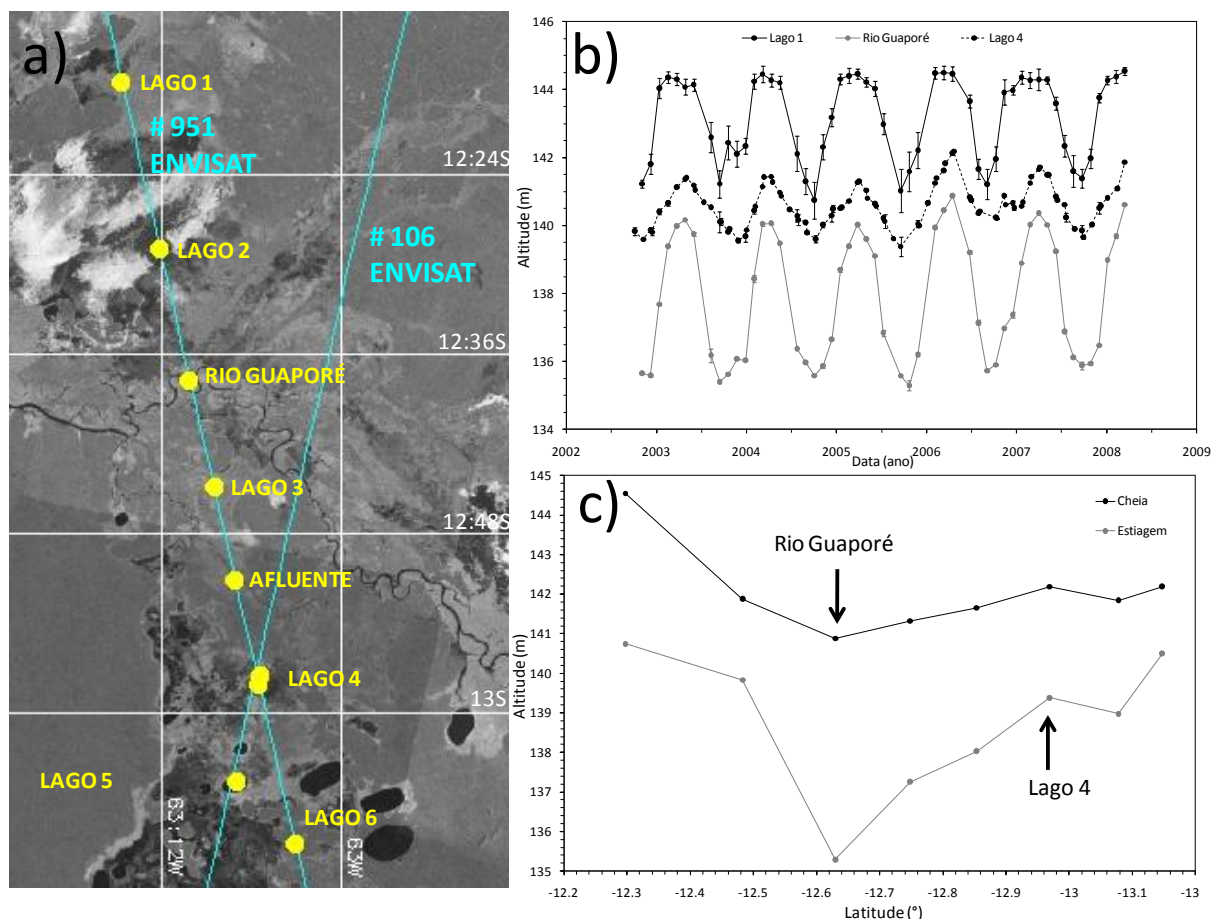
Figura 6.43 Perfil de elevação das zonas úmidas em relação ao vale fluvial do rio Amazonas na foz do rio Madeira.

6.4.2.2. RELAÇÃO ENTRE RIO E LAGOS

Retorna-se a região dos *Llanos de Mojós* para nova análise, aqui retratando as relações entre o rio Guaporé e seus os lagos marginais. Esses corpos hídricos possuem características variáveis de acordo com a época do ano, ou mesmo, de acordo com o ano, apresentando um papel fundamental no comportamento morfo-hidráulico do sistema fluvial principal, o rio Guaporé. Os resultados foram apresentados em Seyler *et al.*, (2008 e 2009) e Silva *et al.* (em revisão 2010) e encontram-se listados na Tabela 6.8.

Os diferentes lagos monitorados ao longo dos traços 106 e 951, do satélite ENVISAT são mostrados na Figura 6.44. As séries temporais para o rio Guaporé e os lagos 1 e 4 são exibidas na Figura 6.44b. Destaca-se que a série temporal do lago 4 é composta pelos dados

altimétricos dos traços 106 e 951 do satélite ENVISAT que se cruzam sob o plano de água observado. O perfil de elevação dos hidrossistemas correspondentes é exposto na Figura 6.44c. Os dois lagos circular, nomeados de lago 5 e lago 6, na parte do sul da imagem na Figura 6.44a, denotam desconexão do vale fluvial do rio Guaporé. O ciclo sazonal do rio de Guaporé apresenta um hidrograma multimodal, simétrico com as cheias ocorrendo entre os meses de fevereiro a abril e as estiagens entre os meses de setembro a novembro. A variação média do nível de água é de aproximadamente 5 m. Nos lagos 1 e 4 observa-se que a ascensão do hidrograma é mais acelerado e a recessão diminui lentamente. Tal constatação sugere que nesta posição, o escoamento do rio Guaporé é provisionado pelas zonas úmidas marginais ao seu leito, principalmente por aquelas situados ao norte que apresentam maiores extensões do que aquelas situadas ao sul e exibem uma amplitude de variação do nível de água similar ao curso principal.



Fonte: Seyler *et al.* (2008 e 2009); Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.44 Comparação entre o curso principal do rio Guaporé e as zonas úmidas.

a) Localização da área de estudo. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

b) Séries temporais ao longo dos traços 106 e 951.

c) Perfil de elevação das zonas úmidas em relação ao vale fluvial do rio Guaporé.

6.4.2.3. RELAÇÃO ENTRE BACIAS

As relações entre bacias hidrográficas foram retratadas à bacia do rio Negro onde os resultados foram apresentados em Silva *et al.* (em revisão 2010).

Com uma vazão anual média de $28,4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o rio do Negro é o segundo maior tributário a contribuir para a fluxo do rio Amazonas, após o rio Madeira. Apresenta uma área de drenagem aproximadamente de $0,7 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Molinier *et al.*, 1997). O rio Negro nasce na Colômbia, atravessa a Venezuela e adentra o Brasil cruzando as savanas do Lavrado de Roraima, em vários trechos ao longo de seu percurso pela região norte do Brasil é margeado por floresta ombrófila densas de planície (Eva *et al.*, 2002). A nomenclatura Negro provém da cor de suas águas resultando da grande quantidade de ácidos húmicos e de óxidos de ferro dissolvidos que resultam num característico pH ácido de aproximadamente 4,2 (Moreira-Turcq, 2003). As planícies de inundação ao longo do rio Negro não apresentam grandes extensões, se comparadas ao do rio Amazonas, visto que o rio é confinado em um leito de substrato rochosos do planalto das Guianas e poucos sedimentos são transportados (Franzinelli e Igreja, 2002). Em seu curso médio, o rio Negro recebe alguns grandes tributários, em sua margem esquerda o mais relevante é rio de Branco. Nessa região encontra-se o arquipélago Mariuá, onde o leito principal do rio Negro é totalmente anastomosado atingindo até 55 km de extensão, formando complexos leitos menores, com a presença de ilhas e vegetação inundada, limitando-se em sua margem esquerda por um enorme terraço assimétrico (Latrubesse e Franzinelli, 2005).

Guyot e Molinier (1993) estudaram detalhadamente a pluviometria da bacia do rio Negro. Segundo os autores à montante da estação fluviométrica de Serrinha, a pluviometria média é de 2980 mm.ano^{-1} e varia de 2000 a 3600 mm.ano^{-1} . O período de maior umidade corresponde aos meses de maio a julho representando 30% das precipitações anuais, com ausência de uma estação seca bem definida. Na sub-bacia do rio Branco, as precipitações variam de 1400 a 2300 mm.ano^{-1} , denotando um valor médio de 1830 mm.ano^{-1} . O regime sazonal é mais evidenciado e os três meses mais úmidos (maio a julho) totalizam 57% da pluviometria anual. Na região a jusante da bacia, a estação das chuvas aparece mais cedo com a máxima pluviométrica ocorrendo na região de Santa Maria do Boiaçu e, em março-abril, na região de Manaus. Os três meses mais chuvosos totalizam 35 a 40% da pluviometria anual. As Figuras 6.45 e 6.46 mostram o trajeto do satélite ENVISAT por essa região, com as estações virtuais listadas na Tabela 6.11.

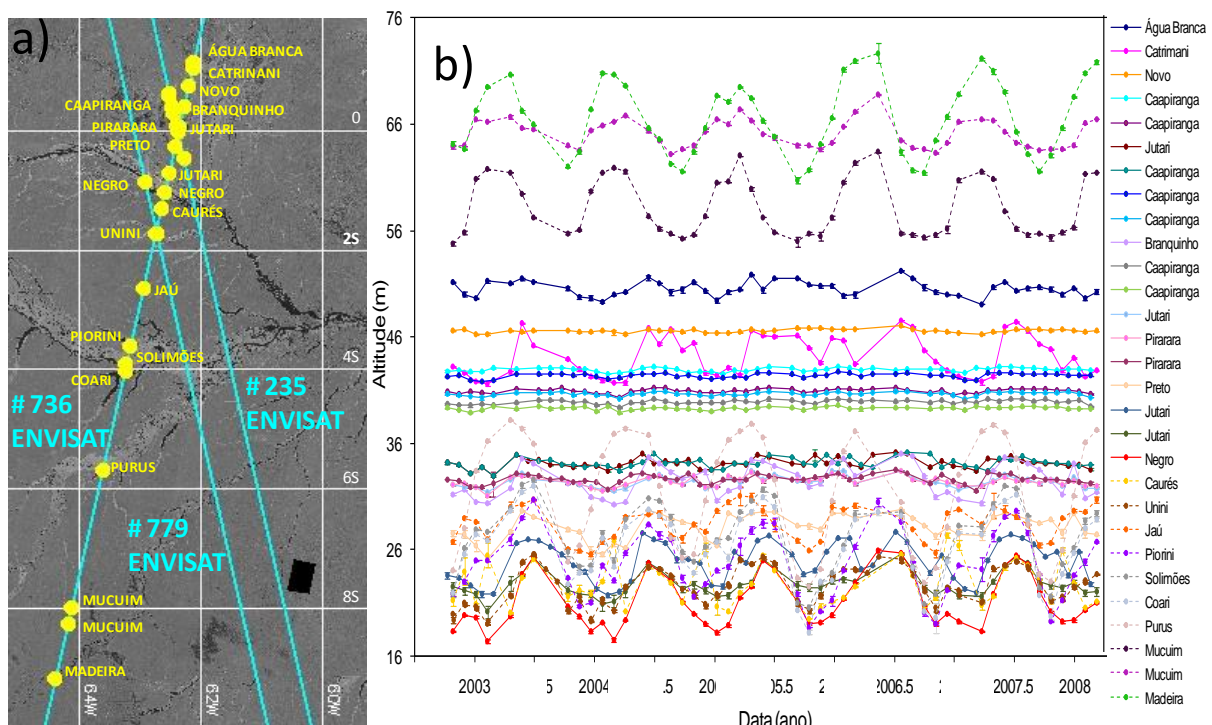
Tabela 6.11 Relação das estações virtuais utilizadas para o rio Negro.

Estação Virtual	Traço	Local	Largura (km)	Longitude Média (°)	Latitude Média (°)	Varição do NA (m)
EV_235_01	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,520	0,623	0,70
EV_235_02	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,471	0,401	0,98
EV_235_03	235	Rio Jutari	0,15	-62,398	0,069	2,23
EV_235_04	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,514	0,595	0,91
EV_235_05	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,508	0,570	0,88
EV_235_06	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,465	0,375	0,72
EV_235_07	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,452	0,314	0,84
EV_235_08	235	Alagado Interfluvial Caapiranga		-62,441	0,266	0,68
EV_235_09	235	Rio Pirarara	0,03	-62,377	-0,027	2,02
EV_235_10	235	Rio Jutari	0,04	-62,279	-0,473	5,91
EV_736_01	736	Igarapé Água Branca	0,03	-62,115	1,130	3,15
EV_736_02	736	Rio Catrimani	0,10	-62,135	1,039	5,99
EV_736_03	736	Alagado Interfluvial Novo		-62,202	0,735	0,80
EV_736_04	736	Rio Branquinho	0,03	-62,275	0,402	4,84
EV_736_05	736	Rio Jutari	0,17	-62,355	0,041	2,07
EV_736_06	736	Rio Pirarara	0,40	-62,369	-0,027	2,39
EV_736_07	736	Rio Preto	0,03	-62,423	-0,271	4,75
EV_736_08	736	Rio Jutari	0,09	-62,521	-0,716	5,40
EV_736_09	736	Rio Negro	15,00	-62,592	-1,041	8,53
EV_736_10	736	Rio Caurés	0,07	-62,653	-1,316	7,85
EV_736_11	736	Rio Unini	0,15	-62,743	-1,728	6,57
EV_736_12	736	Jaú Rio	0,04	-62,949	-2,663	5,49
EV_736_13	736	Lago Piorini	5,00	-63,160	-3,621	11,99
EV_736_14	736	Rio Solimões	4,00	-63,227	-3,924	12,03
EV_736_15	736	Lago Coari	5,70	-63,251	-4,033	13,73
EV_736_16	736	Rio Purus	0,74	-63,619	-5,700	15,70
EV_736_17	736	Rio Mucuim	0,04	-64,131	-8,007	8,59
EV_736_18	736	Rio Mucuim	0,02	-64,189	-8,268	5,58
EV_736_19	736	Rio Madeira	2,20	-64,396	-9,196	11,93
EV_779_01	779	Rio Negro	14,55	-62,912	-0,861	7,25
EV_779_02	779	Rio Unini	0,16	-62,719	-1,741	6,24

Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

De norte a sul, o traço 736, cruza a região do médio rio Negro, percorrendo 1168 km (Figura 6.45a). Pequeno e os grandes tributários são sucessivamente atravessados, na extremidade dos alagados interfluviais Caapiranga o satélite alcança o arquipélago Mariuá, no rio Negro, cuja série temporal é retratada em vermelho na figura 6.45b. Continua seu trajeto, aproximando-se do rio Solimões (série temporal pontilha em cinza) e rio Purus (série temporal pontilhada em rosa), finalizando no rio Madeira (série temporal pontilha em verde)

na porção sul do trecho em estudo. Na Figura 6.45b, são apresentadas as séries temporais altimétricas desses corpos hídricos. A série temporal do rio Unini é composta pelos dados altimétricos dos traços 736 e 779 do satélite ENVISAT que se cruzam sob o plano de água observado. Um mesmo regime hidrológico equatorial é evidenciado do igarapé Água Branca ao rio Unini, sendo caracterizado por um hidrograma bimodal, com ascensão acelerada e recessão lenta. Relacionado com o regime pluviométrico da região, observa-se um pico de cheia mais acentuado entre os meses de abril a agosto e um segundo menos relevante no segundo semestre. A estiagem equivale aos meses de setembro a fevereiro. Adicionalmente, pode-se conferir o mesmo regime hidrológico do rio Negro ao longo dos alagados interfluviais Novo e Caapiranga, que denotam uma pequena variação nos níveis de água, entre 68 e 98 cm, se comparada às variações dos rios. Destaca-se que, os alagados interfluviais Caapiranga limitam a bacia do rio de Branco em sua porção sudoeste.



Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

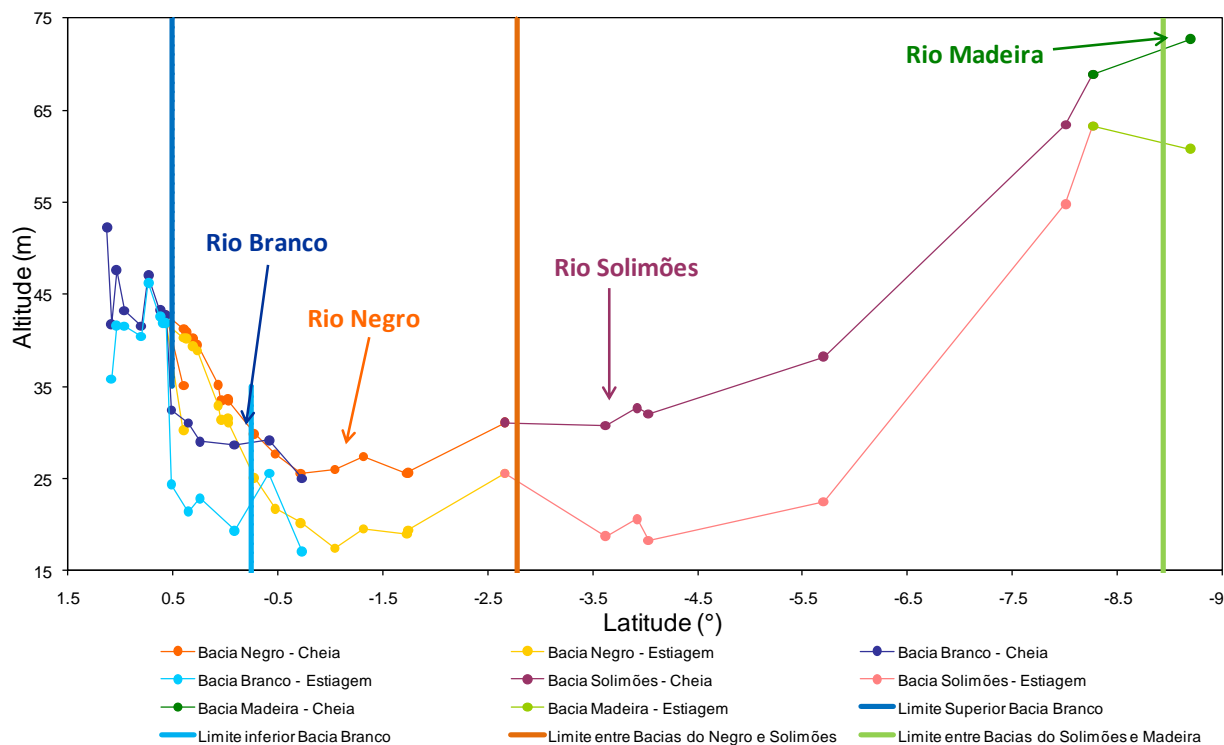
Figura 6.45 Comparação entre as zonas úmidas e os vales fluviais nas bacias dos rios Negro, Solimões e Madeira.

a) Os traços 235, 736 e 779 cruzam os rios Negro, Solimões e Madeira. Mosaico de imagens JERS-1 no período de cheia em segundo plano.

b) Séries temporais ao longo dos traços 235, 736 e 779. Os gráficos pontilhados correspondem às séries dos sistemas hídricos localizados após o vale fluvial do rio Negro, identificado em vermelho.

Na Figura 6.46, apresenta-se o perfil de elevação, formado pelos valores máximos e mínimos de cada serie temporal, ilustrado no sentido norte-sul (N-S) do trajeto do satélite ENVISAT, onde se podem identificar os diferentes limites das bacias do rio Branco, rio Negro, rio Solimões e rio Madeira, bem como os vales fluviais com seus respectivos hidrossistemas conectados tanto na cheia como na estiagem. São mostradas conexões nas cheias entre as

bacias do rio Madeira e do rio Solimões, bem como entre as bacias do rio Solimões com o rio Negro, influencia pelo efeito de barragem hidráulica do rio Solimões. Uma assimetria na variação dos níveis de água é evidenciada do sul ao norte, com o rio do Negro no centro da depressão. O rio Solimões escoar na porção mais ao norte de sua bacia, perto da fronteira com a bacia do rio Negro. A variação de nível de água ao norte do rio Negro é de somente 20 m na cheia e 30 m na estiagem para uma distância aproximada de 300 km, enquanto que ao sul do rio de Solimões atinge 40 m na cheia e 50 m na estiagem para uma distância de aproximadamente 500 km.



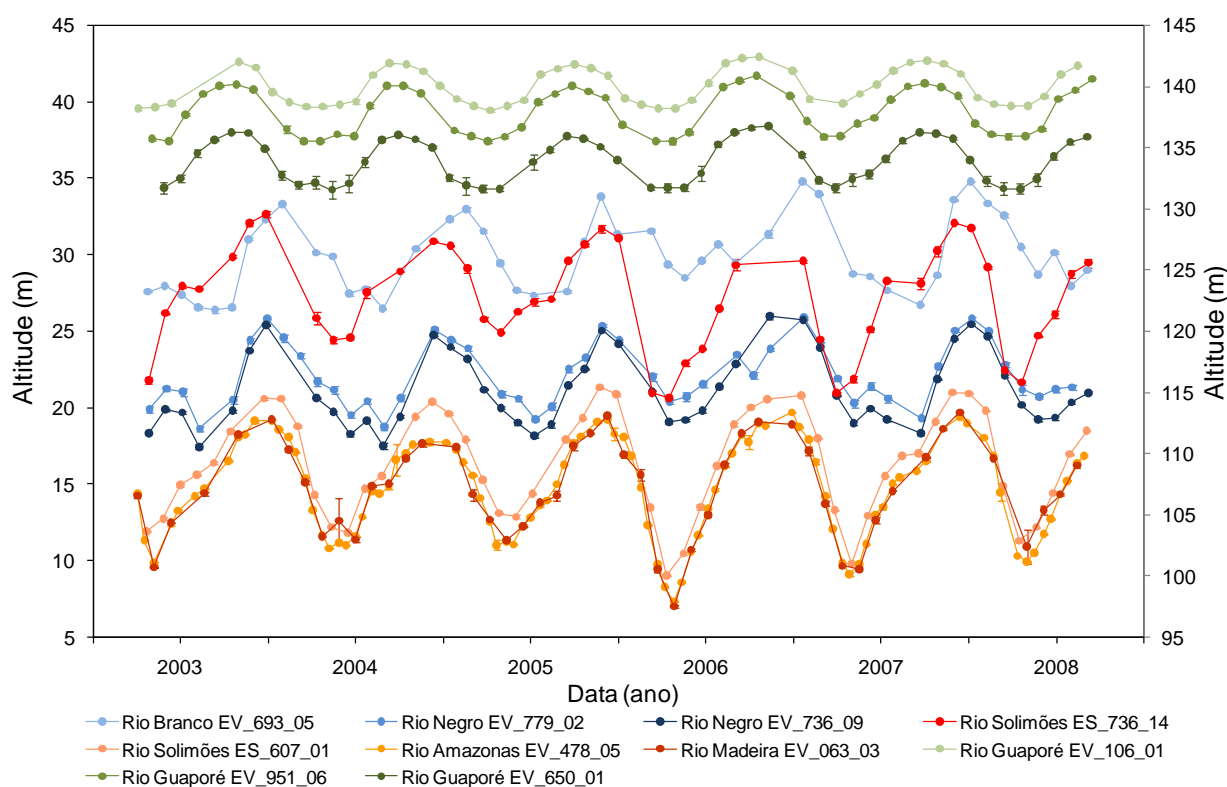
Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.46 Perfil de elevação das zonas úmidas em relação aos vales fluviais dos rios Branco, Negro, Solimões e Madeira.

Diferentes sazonalidades são observados para os rios indicados na Figura 6.47. No rio Guaporé a cheia é antecipada ocorrendo a partir dos meses de fevereiro a abril. Os rios Solimões, Amazonas e Madeira, denotam uma onda de cheia em fase, sempre com um pico da inundação entre os meses de junho e o começo de julho. Praticamente o mesmo período é observado para a o rio Negro com a onda de cheia em fase, embora a recessão seja mais longa, certos períodos estende-se até os meses de janeiro e fevereiro, como nos anos de 2004 e 2007. Este pico secundário de estiagem no início do ano é muito específico da bacia do rio Negro. O rio Branco aponta o último pico de cheia, em oposição com o ciclo hidrológico do rio Guaporé. Para o rio Branco, na recessão também ocorrem alguns repiques, com pequenos eventos de cheia que ocorrem no final do ano, em sua maioria entre os meses de novembro e dezembro. Adicionalmente, destaca-se que essas observações são consistentes com os estudos do ciclo anual de atividades convectivas na região, demonstrado por Salati

et al. (1978), Kusky *et al.* (1984), Horel *et al.* (1989), Figueroa e Nobre (1990), Nobre *et al.* (1991), Guyot *et al.* (1999) e Villar *et al.* (2009) onde a distribuição geográfica do período de chuvas ocorre em fase oposta nas porções norte e sul da bacia Amazônica (cf. § 5.3).

Quanto à variabilidade inter-anual, a forte seca, do fim de 2005, que assolou a região Amazônica é o evento mais significativo, marcada nos ciclos hidrológicos dos rios Solimões, Amazonas e Madeira, entretanto esse evento não foi registrado nos rios Negro e Branco. Finalizando, torna-se evidente o efeito de barragem hidráulica do rio Solimões-Amazonas que influencia os níveis de água no baixo curso dos rios Negro e Madeira, região específica desses imensos rios, monitorada pelo altímetro do satélite ENVISAT.



Fonte: Silva *et al.* (em revisão 2010).

Figura 6.47 Relação entre rios na escala das bacias hidrográficas.

6.4.2.4. CONSIDERAÇÕES

As conversões das alturas elipsoidais de nível de água das séries temporais altimétricas em altitudes foram fundamentais para a compreensão das relações entre rios e as zonas úmidas, bem como entre as diversas sub-bacias, dada a biodiversidade dos ambientes estudados.

Embora as estações virtuais só possam ser estabelecidas sob os traços dos satélites e com amostragens temporais definidas pelas missões altimétricas, nas séries temporais altimétricas obtidas com os dados ENVISAT, percebe-se claramente suas características de

sazonalidades, sendo possível observar dois períodos hidrológicos bem definidos ao longo do ano: um período de cheia e um período de estiagem, apresentando detalhamentos nos hidrogramas das várias ascensões e recessões. Adicionalmente perfis de elevação na cheia e na estiagem das bacias dos rios Branco, Negro, Solimões-Amazonas e Madeira foram apresentados permitindo-se avaliar as variações de níveis de águas de montante à jusante ao longo de um traço altimétrico, bem como as relações entre os rios, as planícies de inundação, os lagos, os alagados interfluviais e os limites das bacias hidrográficas. Destaca-se que esses estudos são importantes para diversos programas de monitoramento e planejamento dos usos da água, embora quantificar os processos hidrológicos das bacias hidrográficas e correlacioná-los com as diferentes variáveis relacionadas com a sua dinâmica de inundação envolva também estudos de clima, geomorfologia, solo, vegetação, deflúvio e evapotranspiração.

O monitoramento das variações dos níveis de água poderão se entender por mais de uma década com o processamento dos algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, para a missão T/P, realizado pelo projeto CASH e o processamento do algoritmo *Ice-2*, para as missões ERS, implementado pelo projeto OSCAR e continuarão nas missões altimétricas Jason-2, lançada em 2008, Cryosat-2, lançada em fevereiro de 2010 e AltiKa, com lançamentos previstos para o segundo semestre de 2010, bem como com a missão SWOT, prevista para 2020.

SEÇÃO IV

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O cumprimento do objetivo mais amplo desta pesquisa apóia-se na superação dos limites até então estabelecidos sobre o emprego, em águas continentais, dos dados de altimetria espacial, a fim de usufruir de suas diversas potenciais informações para uma melhor compreensão dos numerosos processos envolvidos nos fluxos hídrico das zonas úmidas (cf. Capítulo 1)

Antes de abordar pontos mais específicos deste estudo, faz-se necessário avançar na discussão sobre a instigante questão científica intrinsecamente presente no que diz respeito à validação ou avaliação de pesquisas que abordem fenômenos dificilmente observáveis. De fato, como validar uma metodologia onde o objetivo é produzir uma informação espacializada com regularidade temporal, que não existe nos métodos tradicionais? Tal configuração conduz forçosamente a uma situação de carência de dados de referência ou, em outras palavras, evidencia limitações para a avaliação dessas novas metodologias de natureza espaço-temporal. Urge, portanto, repensar certos protocolos de aquisição desses dados, a fim de melhor se adaptar a presente coleta de informações, seja para atender as necessidades de tais metodologias, seja para melhor compreender os fenômenos físicos efetivamente importantes na análise hidráulico-hidrológica de um sistema hídrico ou, mais especificamente, de uma bacia hidrográfica. A altimetria espacial, examinada por esse viés, permite o ingresso em uma nova fase, que seria empregar os dados espaciais para complementar e otimizar a rede básica hidrológica em grandes bacias hidrográficas. .

Pontos importantes nessa nova diretriz são os recentes avanços obtidos na aquisição e no tratamento dos dados altimétricos, em virtude dos aperfeiçoamentos adicionados aos sensores e dos diversos algoritmos de tratamento das funções de onda (FOs). Mais especificamente, o referencial metodológico desta tese envolve uma seleção manual espacializada dos dados altimétricos utilizando uma ferramenta desenvolvida em ambiente que permite o georeferenciamento das informações analisadas. Tal procedimento de seleção manual permite uma visualização tridimensional dos dados em um espaço superfície-profundidade, apresentando-se vantajosa e promovendo critérios mais confiáveis na escolha das informações representativas de uma dada seção fluviométrica, reduzindo, pois, a dispersão das informações coletadas via satélite.

Particularmente, essa seleção manual permite acrescentar as correções das distorções geométricas, provenientes do efeito do afastamento em relação ao nadir (*off-nadir*), nas medidas altimétricas de altura de água, tanto na cheia como na vazante, antes

pouco consideradas, que geravam um registro de níveis de água com maiores incertezas e, portanto, menos confiáveis.

Como se pode perceber, o conjunto destes três elementos, que envolve novas missões com diversos algoritmos de tratamento das FOs, desenvolvimento de uma ferramenta específica para a seleção de dados para as águas continentais e aplicação de correções peculiares a esses ambientes, constitui um avanço em relação aos primeiros trabalhos realizados com os dados Topex/Poseidon (T/P) e o algoritmo *Ocean*, então desenvolvidos com suporte de uma simples seleção geográfica sem acréscimo de medidas que levasse em conta o efeito de afastamento em relação ao nadir (*off-nadir*). Esses aperfeiçoamentos, usados no presente estudo, permitiram a obtenção de precisões melhores que as apresentadas na literatura (cf. § 3.4).

Nesse sentido, de forma a cumprir o objetivo específico desta pesquisa, que busca a utilização dos dados altimétricos em corpos hídricos continentais, mais especificamente em zonas úmidas, faz-se necessário analisar e validar esses dados para sua efetiva utilização. Um dos pontos mais difíceis deste estudo foi justamente a validação dos dados altimétricos em ambientes particulares como as zonas úmidas. Em um primeiro momento, fundamentou-se essa validação a partir de estudos da literatura científica, buscando compará-los com os dados das estações fluviométricas. No entanto, constatou-se que as zonas úmidas são pouco instrumentadas, com carência de estações fluviométricas. Por natureza, as zonas úmidas são ecossistemas de extrema complexidade espacial, excepcionalmente vastas na bacia Amazônica, mas também presentes no conjunto de bacias tropicais do planeta, consistindo, portanto, um esforço árduo seu monitoramento por meios convencionais. Das zonas úmidas analisadas neste estudo, somente o lago Janauacá possui estações fluviométricas instaladas a partir de 2006, portanto com uma série bastante restrita de observações para estudos de validação.

Partiu-se, então, para as análises em outros locais onde existiam estações fluviométricas instaladas e que fazem parte da rede hidrológica nacional, distribuídas ao longo da bacia Amazônica. A validação foi realizada discriminando-as, na aplicação, em duas categorias quanto à proximidade entre as estações fluviométricas e os traços dos satélites, a saber: distância de menos de 2 km e distância entre 2 km e 30 km. Adicionalmente, destaca-se que dois novos métodos de validação foram implementados: validação interna, nos pontos de cruzamento dos traços dos satélites, e validação quando as estações fluviométricas encontram-se entre dois traços do satélite via método de declividade nula (*null-slope*), onde esse último permite também o nivelamento das estações fluviométricas. A precisão das séries temporais altimétricas analisadas é de ordem decimétrica: 70% das séries do satélite ENVISAT e 35% das séries do satélite ERS-2 apresentam erro médio quadrático (RMS) inferior a 40 cm, com valores mínimos de 12 cm e 23 cm para o satélite ENVISAT com os algoritmos *Ice-1* e *Ice-2*, respectivamente, e 32 cm para o satélite ERS-2 com o algoritmo *Ice-2*. Diante desses resultados, fundamenta-se, portanto, a utilização dos dados altimétricos em hidrossistemas continentais. É importante

destacar que essas precisões obtidas para os rios são extremamente conservadoras em relação às zonas úmidas. Na realidade, a dinâmica resultante dos fluxos canalizados conduz, nos cálculos de precisão, a uma forte variabilidade espacial e temporal, fenômeno menos marcante nas zonas úmidas, onde os fluxos são de ordens de grandeza muito inferiores.

As estações virtuais só podem ser estabelecidas sob os traços dos satélites e com amostragens temporais definidas pelas órbitas das missões altimétricas, 10 dias para a missão T/P e 35 dias para as missões ERS-2 e ENVISAT, respectivamente. Esse inconveniente é compensado, largamente, pela capacidade de fornecer uma amostragem espacial bem mais densa que a rede de estações hidrológicas tradicionais instaladas na região Amazônica (cf. Figura 6.1), oferecendo a vantagem do nivelamento das estações hidrológicas tradicionais em uma mesma superfície de referência. Por outro lado, a associação entre as redes de estações virtuais e estações hidrológicas tradicionais permite conjugar amostragem espacial densa (estações virtuais) e amostragem temporal densa (estações hidrológicas tradicionais), em especial oferecendo possibilidades de medida do ciclo hidrológico nas zonas ainda não instrumentadas tradicionalmente, como as zonas úmidas das grandes bacias tropicais.

Séries temporais com precisão decimétrica foram obtidas para os grandes rios Negro, Branco, Madeira, Solimões e Amazonas e, também, sobre rios muito menores, com 20 m de largura, principalmente nas zonas úmidas de difícil acesso e com vegetação inundável predominante, onde as amplitudes do nível da água são muito pequenas, limitadas a alguns decímetros. Visto que a dinâmica das zonas úmidas é mais estável, pode-se selecionar uma quantidade maior de pontos nas estações virtuais, com uma amostragem temporal mais regular, apresentando detalhamento espacial e temporal enriquecido através da combinação de traços, seja nos pontos de cruzamento de traços do mesmo satélite ou com satélites de outras missões altimétricas, oferecendo esses resultados satisfatórios.

O uso conjunto das séries temporais altimétricas com as imagens de sensoriamento remoto oferece uma nova perspectiva para o monitoramento de recursos hídricos em grandes bacias transfronteiriças tropicais, como a bacia Amazônica, pois se inscreve num verdadeiro processo de análise espaço-temporal fundamentado pelo funcionamento hidrológico e hidrodinâmico da planície de inundação, complementando, assim, o processo de caracterização da superfície inundada. Essa nova alternativa permite extrair características físicas exógenas à imagem, isto é, sazonalidade da variação do volume de água estocado, perfil de declividade da linha de água, vazão, vazão de margens plenas, velocidade, entre outras informações.

Nesta tese, os valores das séries temporais altimétricas foram referenciados a um mesmo sistema geodésico, permitindo-se compreender as relações espaciais e temporais do funcionamento do balanço hídrico entre zonas úmidas e rios, situados em uma mesma bacia hidrográfica ou em bacias distintas, auxiliando, dessa forma, na caracterização qualitativa dos recursos hídricos nessas regiões. Outra utilidade desse georeferenciamento

unificado é a possibilidade de obtenção do perfil de elevação ao longo de um mesmo traço, que demonstra as conexões durante as cheias e desconexões em períodos de estiagem dos corpos de água da bacia hidrográfica, evidenciando as baixas amplitudes do nível da água das zonas úmidas, com valores mínimos de 60 cm em relação às grandes amplitudes dos rios Amazônicos, que chegam a mais de 10 m.

Retomando-se a questão inicial apresentada como hipótese para o delineamento deste trabalho, pode-se afirmar que, com base na metodologia apresentada e resultados alcançados, é possível a utilização dos dados de altimetria espacial para uma melhor compreensão dos numerosos processos envolvidos no balanço hídrico das zonas úmidas. No entanto, ainda há uma série de pesquisas que devem ser conduzidas para aperfeiçoar os métodos aqui empregados.

Nesse sentido, registram-se algumas sugestões para a condução de estudos futuros mais diretamente associados com a pesquisa aqui realizada, com vistas a extrair e comparar parâmetros físicos dos processos hidráulico-hidrologicos que ocorrem nos sistemas hídricos da bacia Amazônica.

Primeiramente, a identificação e classificação dos diversos fluxos envolvendo os cursos de água e as zonas úmidas, como lagos e alagados interfluviais, determinam a dinâmica temporal da água na área inundada, que é influenciada pela precipitação, pelo escoamento superficial, pela cheia e pelas trocas entre o escoamento superficial e subterrâneo. Até o presente, o comportamento desses fluxos é mal compreendido, uma vez que as zonas úmidas não são monitoradas pelas estações hidrologicas tradicionais, impedindo a utilização de recursos como a modelagem hidráulico-hidrologica. Com a utilização das séries temporais altimétricas conjuntamente com as superfícies de inundação provenientes das imagens de sensoriamento remoto como forçantes na modelagem hidráulico-hidrologica, pode-se extrair e compreender as relações espaciais e temporais do funcionamento hidrologico desses fluxos. A síntese dessa originalidade pode ser compreendida pela nova visão apresentada sob o ponto de vista físico dos processos de escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo.

Ainda sobre a dinâmica de circulação de água entre a zona úmida e o rio, no presente estudo, considerou-se pouco significativo o escoamento no interior das zonas inundáveis, resultando em altitudes estacionárias, ou seja, o mesmo valor sendo atribuído para toda a superfície inundada. No entanto, dada a complexidade das zonas úmidas, a topografia é uma forçante fundamental para a circulação da água, sendo, ao mesmo tempo, fator condicionado por e condicionante dessa dinâmica. Sob esse prisma, o desenvolvimento de metodologias para levantamentos da morfologia de superfície dos corpos de água em zonas úmidas permitirá tanto uma estimativa mais fiel da área inundada e do volume de água que passa pela zona úmida quanto à geração de parâmetros essenciais para uma descrição mais exata de sua dinâmica. Como consequência, os modelos que fazem uso dessas informações tornar-se-ão mais acurados.

Outra sugestão que merece destaque refere-se à associação dos resultados obtidos neste estudo, como a unificação da amostragem espacial densa (estações virtuais) e amostragem temporal densa (estações hidrológicas tradicionais), nivelamento das estações hidrológicas tradicionais e os perfis das superfícies máximas e mínimas do escoamento ao longo do rio, com os modos mais modernos de análises hidrológicas, que envolvem medidas de vazão com ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) e estabelecimento de curva-chave com dados altimétricos, integrando-os, de maneira inovadora, na modelagem hidráulico-hidrológica na escala da bacia hidrográfica. Em particular, por exemplo, o conjunto de condições iniciais e de contorno das equações de Saint-Venant, empregadas na propagação de escoamentos em rios, pode ser estabelecido, mediante informações tais como: seção transversal do canal referenciada a um mesmo sistema geodésico; velocidade do escoamento; variação da profundidade do escoamento ao longo do canal; perfil da superfície livre e do fundo ao longo do canal, também referenciados a um mesmo sistema geodésico.

Finalizando, pode-se estabelecer uma perspectiva mais geral voltada para o monitoramento ambiental e, em particular, para a hidrometria. A comparação entre as séries temporais altimétricas e as séries das estações fluviométricas permite eliminar eventuais inconsistências dos registros das leituras das réguas, principalmente, quando ocorrem interrupções contínuas, como apresentado neste estudo, para os registros das estações fluviométricas de Itacoatiara e do lago Janauacá, ajustando as informações geradas a partir dos dados da rede hidrológica tradicional. Essa nova base integrada de dados é fundamental para os diversos usuários e setores relacionados aos recursos hídricos, tanto em ações de gestão desses recursos, como em estudos e projetos que demandem o conhecimento das disponibilidades hídricas e dos potenciais hidráulicos das bacias hidrográficas, visando ao aproveitamento de seus múltiplos usos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P., 1988, "On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part I: Surface Climate", **Monthly Water Review**, v. 116, n. 3, pp. 505-524.
- ACREMAN, M. C., FISHER, J., STRATFORD, C. J., MOULD, D. J., MOUNTFORD J. O., 2007, "Hydrological science and wetland restoration: some case studies from Europe", **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 1, pp. 158-169. Disponível em: www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/158/2007/
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. 2008. *Rede Hidrometeorológica Amazônia*. Disponível em: http://www.ana.gov.br/GestaoRecHidricos/InfoHidrologicas/hidrometeorologia/rh_amazonica/Rede_Hidrometeorologica_Amazonia.asp
- ALCANTARA, E., BARBOSA, C., STECH, J., NOVO, E., SHIMABUKURO, Y., 2009, "Improving the spectral unmixing algorithm to map water turbidity Distributions", **Environmental Modelling & Software**, v. 24, pp. 1051-1061. doi: 10.1016/j.envsoft.2009.02.013
- ALSDORF, D. E., MELACK, J. M., DUNNE, T., MERTES, L. A. K., HESS, L. L., SMITH, L. C., 2000, "Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon floodplain", **Nature**, v. 404, pp. 174-177. doi: 10.1038/35004560
- ALSDORF, D. E., BIRKETT, C. M., DUNNE, T., MELACK, J., HESS, L., 2001a, "Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry", **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 14, pp. 2671-2674. doi: 0094-8276/01/2001GL012962
- ALSDORF, D. E., SMITH, L. C., MELACK, J. M., 2001b, "Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar". **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 39, n. 2, pp. 423-431. doi: 10.1109/36.905250
- ALSDORF, D. E., LETTENMAIER, D. P., 2003, "Tracking fresh water from space", **Science**, v. 301, n. 5639, pp. 1491-1494. doi: 10.1126/science.1089802
- ALSDORF, D., RODRIGUEZ, E., LETTENMAIER, D., 2007, "Measuring surface water from space", **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, pp. RG2002, doi: 10.1029/2006RG000197
- ARAÚJO, A. A. M., 2006, **Um Novo Esquema de Parametrização Hidrológica da Superfície Terrestre com Redistribuição Lateral da Água no Solo**, Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ.
- ARTAN, G., GADAIN, H., SMITH, J. L., ASANTE, K., BANDARAGODA, C. J., CHRISTINA, J., VERDIN, J. P., 2007, "Adequacy of satellite derived rainfall data for stream flow modeling", **Natural Hazards**, v. 43, n. 2, pp. 167-185. doi: 10.1007/s11069-007-9121-6
- ATKINSON, P. M., TATNALL, A.R.L., 1997, "Neural networks in remote sensing". **International Journal of Remote Sensing**, v. 18, n. 4, pp. 699-709. doi: 10.1080/014311697218700
- AUGUSTEIJN, M. F., CLEMENS, L. E., SHAW, K.A., 1995, "Performance evaluation of texture measures for ground cover identification in satellite images by means of a neural network classifier". **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 33, n. 3, pp. 616-625. doi : 10.1109/36.387577

- AVISO, 2009, *Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques*. Disponible em: <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/missions/index.html>
- BAKER, V., 1978, "Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments". In: MIALL, A. D. (ed.), ***Fluvial Sedimentology***, v. 5, pp. 211–230. Memoir-Canadian Society of Petroleum Geologists.
- BAJCSY, R., LIEBERMAN, L., 1976, "Texture gradient as a depth cue", ***Computer Graphics and Image Processing***, v.5, n.1, pp.52-67. doi: 10.1016/S0146-664X(76)80005-6
- BAMBER, J. L., 1994, "Ice sheet altimeter processing scheme", ***International Journal of Remote Sensing***, v. 15, n. 4, pp. 925-938, doi: 10.1080/01431169408954125
- BARTON, I. J., BATHOLS, J. M., 1989, "Monitoring floods with AVHRR", ***Remote Sensing of Environment***, v. 30, n. 1, pp. 89-94. doi: 10.1016/0034-4257(89)90050-3
- BECKER, M. W., 2005, "Potential for Satellite Remote Sensing of Ground Water", *Ground Water*, v. 44, n. 2, pp. 306-318. doi: 10.1111/j.1745-6584.2005.00123.x
- BENEDIKTSSON, J. A., SWAIN, P. H., ERSOY, O. K., 1990, "Neural Network Approaches Versus Statistical Methods in Classification of Multisource Remote Sensing Data", ***IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing***, v. 28, n. 4, pp. 540-552. doi: 10.1109/TGRS.1990.572944
- BENVENISTE, J., BERRY, P. A. M., 2004, "Monitoring River and Lakes from Space", *ESA Bulletin* 117 - February 2004. Disponible em: http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet117/chapter5_bul117.pdf
- BENZ, U. C., HOFMANN, P., WILLHAUCK, G., LINGENFELDER, I., HEYNEN, M., 2004, "Multi-resolution, object-oriented fuzzy analysis of remote sensing data for GIS ready information". ***ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing***, v. 58, n. 3-4, pp. 239–258. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2003.10.002
- BERRY, P. A. M., GARLICK, J. D., FREEMAN, J. A., MATHERS, E. L., 2005, "Global inland water monitoring from multi-mission altimetry", ***Geophysical Research Letters***, v. 32, L16401, doi:10.1029/2005GL022814
- BERRY, P. A. M., SMITH, R.G., FREEMAN, J.A., *et al.*, 2007, "Towards a New Global Digital Elevation Model". *Proceedings of XXIV IUGG General Assembly – Earth: Our Changing Planet, Perugia, Italia, 02-13 julho 2007*. v. 133, p. 431–435.
- BINAGHI, E., MADELLA, P., MONTESANO, M. G., RAMPINI, A., 1997, "Fuzzy contextual classification of multisource remote sensing images", ***IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing***, v. 35, n. 2, pp. 326–339. Doi: 10.1109/36.563272
- BINDLISH, R., CROW, W. T., JACKSON, T. J., 2009, "Role of Passive Microwave Remote Sensing in Improving Flood Forecasts", ***IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters***, v. 6, n. 1, pp. 112-116. doi: 10.1109/LGRS.2008.2002754
- BIRKETT, C.M., 1995a, "The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research". In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium: Quantitative Remote Sensing for Science and Applications, International IGARSS 1995*, pp. 1979–1981, Firenze, Italy, Jul. 1995. doi: 10.1109/IGARSS.1995.524084
- BIRKETT, C. M., 1995b, "The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes", ***Journal of Geophysical Research – Oceans***, v.100, n. C12, p. 25,179-25,204. doi: 10.1029/95JC02125

- BIRKETT, C.M., 2000, "Synergistic remote sensing of lake Chad : variability of basin inundation", **Remote Sensing of Environment**, v. 72, p. 218-236. doi: 10.1016/S0034-4257(99)00105-4
- BIRKETT, C. M., 1998, Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands, **Water Resources Research**, v. 34, n. 5, pp. 1223-1239. doi: 0043-1397/98/98WR-00124
- BIRKETT, C. M., MERTES, L. A. K., DUNNE, T., COSTA, M. H., JASINSKI, M. J., 2002. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, n. D20, pp. 8059, doi:10.1029/2001JD000609
- BLASCO, F., BELLAN, M. F., CHAUDHURY, M. U., 1992, "Estimating the extent of floods in Bangladesh using SPOT data". **Remote Sensing of Environment**, v. 39, n.3, pp. 167-178. doi: 10.1016/0034-4257(92)90083-V
- BLYTH, K., 1997, "FLOODNET: A telenetwork for acquisition, processing and dissemination of earth observation data for monitoring and emergency management of floods", **Hydrological Processes**, v. 11, n. 10, pp. 1359-1375., doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199708)11:10<1359::AID-HYP529>3.0.CO;2-6
- BONNET, M-P., BARROUX, G., MARTINEZ, J. M., SEYLER, F., MOREIRA-TURCQ, P., COCHONNEAU, G., MELACK, J. M., BOAVENTURA, G., MAURICE-BOURGOIN, L., LEÓN, J. G., ROUX, E., CALMANT, S., KOSUTH, P., GUYOT, J. L., SEYLER, P., 2008, "Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuai)", **Journal of Hydrology**, v. 349, n. 1- 2, 30, pp. 18-30. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.10.055
- BOTTA, A., RAMANKUTTYM, N., FOLEY, J. A., 2002, "Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin", **Geophysical Research Letters - Atmospheres**, v. 29, n. 9, pp. 1319. doi:10.1029/2001GL013607.
- BRAKENRIDGE, G. R., TRACY, B. T., KNOX J. C., 1998, "Orbital SAR remote sensing of a river flood wave", **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 7, pp. 1439-1445. doi: 10.1080/014311698215559
- BRENNER, A. C., BINDSCHADLER, R. A., THOMAS, R. H., ZWALLY, H. J., 1983, "Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets", **Journal Geophysical Research**, v. 88, n. C3, pp. 1617-1623. doi:10.1029/JC088iC03p01617
- BRENNER, A. C., FREY, H. V., DI MARZIO, J., TSAOUSSI, L., 1997, **Topography over South America from ERS altimetry, Space at the Service of our Environment**, ESA Pub. SP-414, 1, May 1997.
- BRIVIO, P. A., COLOMBO, R., MAGGI, M., TOMASONI, R., 2002, "Integration of remote sensing data and GIS for accurate mapping of flooded areas", **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 3, pp. 429-441. doi: 10.1080/01431160010014729
- BROWN, G. S., 1977, "The average impulse response of a rough surface and its applications", **IEEE Transactions on Antennas Propagation**, v.25, n. 1, pp. 67-74.
- BRYANT, R. B., GILVEAR, D. J., 1999, "Quantifying geomorphic and riparian land cover changes either side of a large flood event using airborne remote sensing: River Tay, Scotland", **Geomorphology**, v. 29, p. 307-321. doi: 10.1016/S0169-555X(99)00023-9

- CALLEDE, J., KOSUTH, P., GUYOT, J. L., GUIMARÃES, V. S., 2000, "Discharge determination by Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP): a moving bottom error correction method and its application on the River Amazon at Óbidos", **Hydrological Sciences Journal/Journal Des Sciences Hydrologiques**, v. 45, n. 6, pp. 911-924. doi: 10.1080/02626660009492392
- CALLEDE, J., GUYOT, J. L., RONCHAIL, J., L'HÔTE, Y., NIEL, H., OLIVEIRA, E., 2002, "The River Amazon at Óbidos (Brazil): Statistical studies of the discharges and water balance", **Hydrological Sciences Journal/Journal Des Sciences Hydrologiques**, v. 47, n. 2, pp. 321-333. doi: 10.1080/02626660209492933
- CALLEDE, J., GUYOT, J. L., RONCHAIL, J., MOLINIER, M., DE OLIVEIRA, E., 2004, "Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999", **Hydrological Sciences Journal/Journal Des Sciences Hydrologiques**, v. 49, n. 1, pp. 85-97. doi: 10.1623/hysj.49.1.85.53992
- CALLEDE, J., RONCHAIL, J., GUYOT, J. L., OLIVEIRA, E., 2008, "Déboisement Amazonien: Son influence sur le débit de l'Amazone à Óbidos", **Revue des Sciences de l'Eau**, v. 21, n. 1, pp. 59-72.
- CALMANT, S., CAZENAVE, A., BERGE-NGUYEN, M., 2006, **Carte des Fonds Océaniques par Altimétrie Spatiale**. Montpellier: IRD Editions. v. 116.
- CALMANT, S., SEYLER, F., 2006, "Continental surface water from satellite altimetry", **Comptes Rendus Geosciences**, v. 338, n. 14-15, pp. 1113-1122. doi: 10.1029/2001JD000609
- CALMANT, S., SEYLER, F., CRETAX, J-F., 2008, "Monitoring Continental Surface Waters by Satellite Altimetry", **Survey in Geophysics**, v. 29, n. 4-5, pp. 1573-0956. doi: 10.1007/10712-008-9051-1
- CALMANT, S.; LEE, H.; SOUZA, A-E; SHUM, C. K.; SEYLER, F.; HUANG, Z.; SANTOS DA SILVA, J.; MEDEIROS MOREIRA, D.; NINO, F.; BETTADPUR, S.; RIES, J.; TAPLEY, B.; COCHONNEAU, G.; ROTUNNO FILHO, O; VAZ DE ALMEIDA, F.; OLIVEIRA, E. 2009. JASON-2 IGDRs for flood alert in the Amazon basin. **Proceedings of Ocean Surface Topography Science Team Meeting**. 22-24 June. Seattle, USA. Disponivel em: http://depts.washington.edu/uwconf/ostst2009/OSTST_book_2009_Final.pdf
- CARIGNAN, R., NEIFF, J. J., 1992, "Nutrient dynamics in the floodplain ponds of the Paraná River (Argentina) dominated by *Eichhornia crassipes*", **Biogeochemistry**, v. 17, n. 2, pp. 85-121. doi: 10.1007/BF00002642
- CARTWRIGHT, D. E., TAYLER, R. J., 1971, "New computations of the tide-generating potential", **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 23, n. 1, pp. 45-74. doi: 10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x
- CARTWRIGHT, D. E., EDDEN, A. C., 1973, "Corrected tables of tidal harmonics", **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 33, n. 3, pp. 253-264. doi: 10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x
- CASH – Contribution de l'Altimétrie Spatiale pour l'Hydrologie, 2010. Disponivel em: <http://ocean.cls.fr/html/cash/welcome.html>
- CAUHOPE, M., 2004, **Hauteurs d'eau d'une plaine d'inondation amazonienne par altimétrie spatiale**, Rapport de stage de DEA 'Sciences de la Terre et l'Environnement', 30 p.
- CAZENAVE, A., MASSONNET, D., 2004, **La Terre vue de l'espace**. Paris (FR), Belin-Pour la Science, Collection Bibliothèque Scientifique, 128p.

- CEOS – Committee on Earth Observation Satellites, 2008, **The Earth Observation Handbook – Climate Change Special Edition**. Paris, France: ESA, 168p.
- CHELTON, D. B., RIES, J. C., HAINES, B. J., FU, L. L., CALLAHAN, P. S., 2001, « Satellite altimetry». In: Fu, L.-L., Cazenave, A. (ed.) **Satellite altimetry and Earth sciences, a handbook of techniques and applications**. London (UK), Academic Press, 464p.
- CHAN, S. W. K., 1996, “Object-oriented knowledge-based system for image diagnosis”, **Applied Artificial Intelligence**, v. 10, n. 5, pp. 407 – 438. doi: 10.1080/088395196118489
- CHAPMAN, B., SIQUEIRA, P., FREEMAN, A., 2002, “The JERS Amazon Multi-season Mapping Study (JAMMS): Observation strategies and data characteristics”, **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n.7, pp. 1427-1446. doi: 10.1080/01431160110092966
- CHEN, D., STOW, D. A., GONG, P., 2004, “Examining the effect of spatial resolution and texture window size on classification accuracy: an urban environment case”, **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, pp. 2177–2192. doi: 10.1080/01431160310001618464
- CHEN, J., RODELL, M., WILSON, C. R., FAMIGLIETTI, J. S., 2005, “Low degree spherical harmonic influences on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) water storage estimates”, **Geophysical Research Letters**, v. 32, pp. L14405. doi:10.1029/2005GL022964
- CHENG, K. C., CALMANT, S., SHUM, C. K., KUO, C. Y., SEYLER, F., SANTOS DA SILVA, J., 2009, “Accurate data collection of river stage gradient and hydrological geospatial information in the Branco river, the Amazon – A pilot mission”, **Marine Geodesy**, v. 32, n 3, pp. 267-283. doi: 10.1080/01490410903094460
- CHOW, V. T., 1964, **Handbook of applied hydrology**. New York: MacGraw-Hill Book Co.
- CNES – Centre National d’Etudes Spatiales, 2010, **De l’altitude à la hauteur**. Disponible em <http://www.cnes.fr/web/CNES-fr/452-de-laltitude-a-la-hauteur.php>
- COLINVAUX, P. A. E OLIVEIRA, P. E., 2000, “Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle”, **Journal of Quaternary Science**, v. 15, n. 4, pp. 347-356. DOI: 10.1002/1099-1417(200005)15:4<347::AID-JQS537>3.0.CO;2-A
- COLWELL, R. N., 1963, “Basic matter and energy relationships involved in remote reconnaissance”, **Photogrammetric Engineering**, v. 29, n. 5, pp. 761-799.
- CONNERS, R. W., HARLOW, C. A., 1980, “Toward a structural textural analyzer based on statistical methods”, **Computer Graphics and Image Processing**, v. 12, n. 3, pp. 224-256. doi:10.1016/0146-664X(80)90013-1
- CONSTANTZ, J., 2008, “Heat as a tracer to determine streambed water exchanges”, **Water Resources Research**, v. 44, pp. W00D10. doi: 10.1029/2008WR006996
- CORDANI, U. G., TEIXEIRA, W., D’AGRELLA-FILHO, M. S., TRINDADE, R. I. F., 2009, “The position of the Amazonian Craton in supercontinents”, **Gondwana Research**, v. 15, n. 3-4, pp. 396–407. doi:10.1016/j.gr.2008.12.005
- COSTA, J. B. S., BEMERGUYA, R. L., HASUIB, Y., BORGES, M. S., 2001, “Tectonics and paleogeography along the Amazon river”, **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 4, pp. 335-347. doi:10.1016/S0895-9811(01)00025-6

- CRÉTAUX, J. F., BIRKETT, C., 2006, « Lake studies from satellite radar altimetry”. **Comptes Rendus Geoscience**. v. 338, n. 14-15, pp. 1098-1112. doi: 10.1016/j.crte.2006.08.002
- CRUZ, G. V. P. E ANDRADE, S., 2008, **Rio Negro, Manaus e as mudanças climáticas**, São Paulo: Instituto Socioambiental.
- CRUZ, N. C, GALO, M. L. B. T., 2003, “Aplicação de redes neurais artificiais na classificação de imagens multitemporais e multisensor”. In: **Anais do Colóquio Brasileiro de Ciências Geodésicas**, Curitiba: UFPR, 2003. CD-ROM.
- CUDLIP, W., J., RIDLEY, K., RAPLEY; C. G., 1992, “The use of satellite radar altimetry for monitoring wetlands”. In: *Remote Sensing and Global Change: Proceedings 16th Annual Conference Remote Sensing Society*, p. 207-216, London: UK.
- DEFANT, A., 1961, **Physical Oceanography**. New York: Pergamon Press.
- DE OLIVEIRA CAMPOS, I., MERCIER, F, MAHEU, C., COCHONNEAU, G., KOSUTH, P., BLITZKOW, D., CAZENAVE, A., 2001, “Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin”, **Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes**, v. 333, pp. 633-643. doi: S1251-8050(01)01688-3/FLA.
- DIJKSHOORN, J. A., HUTING, J. R. M., TEMPEL, P., 2005, **Update of the 1:5 million Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean – SOTERLAC, version 2.0**. Report 2005/01, ISRIC – World Soil Information, Wageningen.
- DOW J. M., MARTINEZ FADRIQUE, F. M., ZANDBERGEN, R., 1999, “High precision altimetry from the ENVISAT mission”, **Advances in Space Research**, v. 23, n. 4, pp. 757-762. doi: 10.1016/S0273-1177(99)00151-9
- DELLA ROCCA, C., BELGIORNO, V., MERIC, S., 2007, “Overview of in-situ applicable nitrate removal processes”, **Desalination**, v. 204, n. 1-3, pp. 46-62. doi: 10.1016/j.desal.2006.04.023
- DUMONT, J. F., 1996, “Neotectonic of the subandes-Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Marañon and Beni basins”, *Tectonophysics*, v. 259, n. 1-3, pp. 137- 151. doi:10.1016/0040-1951(95)00200-6
- DUNNE, T., MERTES, L. A. K., MEADE, R. H., RICHEY, J. E., FORSBERG, B. R., 1998, “Exchanges of sediment between the floodplain and channel of the Amazon river in Brazil”, **Geological Society of America Bulletin**, v. 110, n. 4, pp. 450-467. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<0450:EOSBTF>2.3.CO;2
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 2005, Embrapa Solos. **Interface BSB - Base de Solos do Brasil**. Disponível em: <http://www.cnps.embrapa.br/solosbr/bsb/index.cfm>
- EMERY, W., ROESLER, C., QAZI, W., 2009, “Improved altimetric retrieval in the coastal zone”. **Proceedings of Ocean Surface Topography Science Team Meeting**. 22-24 June. Seattle, USA. Disponível em: <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/courses/ostst/ostst-2009-seattle/posters/index.html#c7129>
- ENJOLRAS, V., RODRIGUES, E., 2009, “Using Altimetry Waveform Data and Ancillary Information From SRTM, Landsat, and MODIS to Retrieve River Characteristics”, **IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 6, pp. 1869-1881. doi: 10.1109/TGRS.2008.2006365

- ENTEKHABI, D., MOGHADDAM, M., 2007, "Mapping recharge from space: roadmap to meeting the grand challenge", *Hydrogeology Journal*, v. 15, n. 1, pp. 1056116. doi: 10.1007/s10040-006-0120-6
- ENVI, 2005, *ENVI: The Environment for Visualizing Images*, Versão 4.2. Boulder, Colorado, U.S.A.
- ESA - Agence Spatiale Européenne, 2007, *ENVISAT RA2/MWR Product Handbook*, RA2 /MWR Products User Guide 2.2, 204p.
- ESA/NOVAPIX - Agence Spatiale Européenne/Agence photographique, astronomie, espace, nature, 2009, *Satellite ENVISAT*. Ref. e-sot02-90001. Disponível em: http://www.novapix.net/zoom.php?id_img=4653&search=ENVISAT&action2=0&page=5
- EVA, H. D., MIRANDA, E. E., Di BELLA, C. M., GOND, V., Huber, O., SGRENZAROLI, M., JONES, S., COUTINHO, A., DORADO, A., GUIMARÃES, M., ELVIDGE, C., ACHARD, F., BELWARD, A. S., BARTHOLOMÉ, E., BARALDI, A., De GRANDI, G., VOGT, P., FRITZ, S., HARTLEY, A., 2002, *A vegetation map of South America*. Luxemburg, Office for Official Publications of the European Communities. ISBN 92-894-4449-5. 48p.
- FALKENMARK, M., ROCKSTROM, J., 2004, *Balancing Water for Humans and Nature: The New Approach in Ecohydrology*, Earthscan, UK.
- FEITOZA, F. A. C., MANOEL FILHO, J., 1997, *Hidrogeologia – Conceitos e Aplicações*, CPRM.
- FIGUEROA, S. N. e NOBRE, C. A., 1990, "Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America", *Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, v. 5, n. 6, pp. 36-45.
- FILIZOLA, N., GUYOT, J. L., GUIMARÃES, V., 2009a, "Measuring the discharge of the Amazon River using Doppler technology (Manacapuru, Amazonas, Brazil)", *Hydrological Processes*, v. 23, n. 22, pp. 3151-3156. doi: 10.1002/hyp.7385
- FILIZOLA, N. e GUYOT, J. L., 2009b, "Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set", *Hydrological Processes*, v. 23, n. 22, pp. 3207-3215. doi: 10.1002/hyp.7394
- FISCH, G., MARENGO, J., NOBRE, C. A., 1996, "Clima da Amazônia", *Climanálise Especial*. Edição Comemorativa de 10 anos. p. 24-41.
- FLORENZANO, T.G., 2002, *Imagens de Satélite para Estudos Ambientais*, São Paulo: Oficina de Textos.
- FORSBERG, B. R., HASHIMOTO, Y., ROSEQVIST, A., MIRANDA, F. P., 2000, "Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery", *Quaternary International*, v. 72, p. 61-66, doi: 10.1016/S1040-6182(00)00021-5
- FRANZINELLE, E., e IGREJA, H., 2002, "Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil", *Geomorphology*, v. 44, n. 3-4, pp. 259-271. doi:10.1016/S0169-555X(01)00178-7
- FRAPPART, F., 2006, *Hydrologie spatiale: Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux*, D.Sc. thèse. Université Paul-Sabatier, Toulouse-3, France. 30/01/2006, 283p.

- FRAPPART, F., SEYLER, F., MARTINEZ J.-M., LEON, J.-G., CAZENAVE, A., 2005, "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, pp. 387-399. doi:10.1016/j.rse.2005.08.016
- FRAPPART, F., CALMANT, S., CAUHOPE, M., SEYLER, F., CAZENAVE, A., 2006a, Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin, *Remote Sensing of Environment*, v. 100, n. 2, pp. 252-264. doi: 10.1016/j.rse.2005.10.027
- FRAPPART, F., DO MINH, K., L'HERMITTE, J., CAZENAVE, A., RAMILLIEN, G., LE TOAN, T., MOGNARD-CAMPBELL, N., 2006b, "Water volume change in the lower Mekong from satellite altimetry and imagery data", *Geophysical Journal International*, v. 167, pp. 570-584. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03184.x
- FRAPPART, F., PAPA, F., FAMIGLIETTI, J. S., PRIGENT, C., ROSSOW, W. B., SEYLER, F., 2008, "Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin", *Journal Geophysical Research*, v. 113, pp. D21104, doi: 10.1029/2007JD009438
- FREEMAN, A., CHAPMAN, B., SIQUEIRA, P., 2002, "The JERS Amazon Multi-season Mapping Study (JAMMS): Science objectives and implications for future missions", *International Journal of Remote Sensing*, v. 23, n.7, pp. 1447-1460. doi: 10.1080/01431160110092975
- FRUTOS, S. M., POI DE NEIFF, A. S. G., NEIFF, J. J., 2006, "Zooplankton of the Paraguay River: a comparison between sections and hydrological phases". *Annales de Limnologie - International Journal of Limnology*, v. 42, n. 4, pp. 277-288. doi: 10.1051/limn/2006028
- FU, L. L., CAZENAVE, A., 2001, *Satellite Altimetry and Earth Science, A Handbook of Techniques and Applications*. London (UK), Academic Press., 464p.
- FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA, 1992, *Mapa de Remanescentes de mata atlântica e ecossistemas associados, 1:920.000*. São Paulo: Fundação SOS Mata Atlântica.
- FURCH, K., 1985, "Hydrogeochemistry of Amazonian freshwaters along the Transamazônica in Brazil", *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil 1*, v. H 9-10, pp. 1485-1493.
- GARDINI, B., GRAF, G., RATIER, G., 1995, "The instruments on ENVISAT", *Acta Astronautica*, v. 37, 301-311. doi: 10.1016/0094-5765(95)00050-A
- GCOS – Global Climate Observing System, 1995, *Plan for the Global Climate Observing System (GCOS)*, Version 1.0, GCOS-14 (WMO/TD N° 681). Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.
- GCOS – Global Climate Observing System, 1998, *Report on the Adequacy of the Global Climate Observing System*, GCOS-48. Buenos Aires, Argentina: United Nations Framework Convention on Climate Change.
- GCOS – Global Climate Observing System, 2003, *The Second Report on the Adequacy of the Global Observing Systems for Climate in Support of the UNFCCC*, GCOS-82 (WMO/TD N° 1143). Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.
- GCOS – Global Climate Observing System, 2009, *Progress Report on the Implementation of the Global Observing Systems for Climate in Support of the UNFCCC 2004-2008*, GCOS-129 (WMO/TD N° 1189, GOOS-173, GTOS-70). Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.

- GETIRANA, A. C. V., BONNET, M. P., ROTUNNO FILHO, O. C., 2007, "Obtaining drainage directions in flooded areas: a new "burning" approach for large basins". **Acapulco Mexico Jt Assem. Suppl.**, Abstract H22A-03, Eos Trans. AGU 88(23). Disponível em: <http://www.agu.org/meetings/ja07/waissm07.html>.
- GETIRANA, A. C. V., BONNET, M. P., CALMANT, S., ROUX, E., ROTUNNO FILHO, O. C., MANSUR, J. W., 2009, "Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall-runoff modeling and spatial altimetry", **Journal of Hydrology**, v. 379, pp. 205-219. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.049
- GITAS, I. Z., MITRI, G. H., VENTURA, G., 2004, "Object-based image classification for burned area mapping of Creus Cape Spain, using NOAA-AVHRR imagery", **Remote Sensing of Environment**, v. 92, n. 3, pp. 409-413. doi: 10.1016/j.rse.2004.06.006
- GONZALES, R. C., WOODS, R. E., 2000, **Processamento de Imagens Digitais**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda.
- GOULDING, M., 1990, **Amazon: the Flooded Forest**. New York: Sterling Pub. Co. Inc.
- GOUDING, M., CARVALHO, M. L., FERREIRA, E. G., 1988, **Rio Negro: Rich Life in a Poor Water - Amazonian Diversity and Foodchain Ecology as Seen Through Fish Communities**. SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands.
- GRABS, W., 2007, "Status of Hydrological In-Situ Networks and Future Developments Including Space-Based Observations". **Proceedings of Second Space for Hydrology Workshop - Surface Water Storage and Runoff: Modeling, In-Situ Data and Remote Sensing**. ESA, Geneva 12-14 Novembro 2007.
- GRASS Development Team, 2006, **Geographic Resources Analysis Support System (GRASS)**, GNU General Public License. Disponível em: <http://grass.osgeo.org>
- GRDC - Global Runoff Data Center, 2010, **Global Runoff Database - Status, Development and Use**. Disponível em: http://www.bafg.de/clin_007/nn_266934/GRDC/EN/Home/homepage__node.html?__nnn=true Acesso em: 19/02/2010.
- GRGS, 2009, **Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale**. Disponível em : <http://grgs.obs-azur.fr/themes/index.html>. Acesso em: 28/08/2009.
- GROENDAHL, L., FRIBORG, T., SOEGAARD, H., 2007, "Temperature and snow-melt controls on interannual variability in carbon exchange in the high Arctic", **Theoretical and Applied Climatology**, v. 88, n. 1-2, pp. 111-125. doi: 10.1007/s00704-005-0228-y
- GROHMANN, C. H., RICCOMINI, C., ALVES, F. M., 2007, "SRTM-based morphotectonic analysis of the Pocos de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil", **Computers & Geosciences**, v. 33, n. 1, pp. 10-19. doi:10.1016/j.cageo.2006.05.002
- GSFC, 2009, **Goddard Space Flight Center**. Disponível em: <http://icesat.gsfc.nasa.gov/>
- GUPTA, R. P., BANERJI, S., 1985, "Monitoring of reservoir volume using Landsat data", **Journal of Hydrology**, v. 77, n. 1-4, pp. 159-170. doi: 10.1016/0022-1694(85)90204-5

- GUYOT, J.L., MOLINIER, M., GUIMARAES, V., CUDO, K. J., OLIVEIRA, E., 1993, “Balanço hídrico da bacia do rio Negro”. In: **Anais do X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, pp. 535-544, Gramado, RS: Brazil.
- GUYOT, J. L., MOLINIER, M., GUIMARAES, V., CUDO, K., OLIVEIRA, E., 1994, “Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazonie”, **Revue de Géographie Alpine**, n.12, pp. 77-83.
- GUYOT, J. L., QUINTANILLA, J., CORTES, J., FILIZOLA, N., 1995, “Le flux de matière dissoutes et particulaires des Andes de Bolivie vers le rio Madeira em Amazonie brésilienne”, **Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines**, v. 24, n. 3, pp. 415-423.
- GUYOT, J. L., CALLÈDE, J., MOLINIER, M., GUIMARÃES, V., OLIVEIRA, E., 1998, “La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin de l'Amazonie”, **Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines**, v. 27, n. 3, pp. 779-788.
- GUYOT, J.L., CALLÈDE, J., COCHONNEAU, G., FILIZOLA, N., GUIMARAES, V., KOSUTH, P., MOLINIER, M., DE OLIVEIRA, E., SEYLER, F., SEYLER, P., 1999a, “Caractéristiques hydrologiques du bassin amazonien”. In: **International Symposium on hydrological and geochemical processes in large scale river basins**, Manaus, AM: Brazil.
- GUYOT, J. L., JOUANNEAU, J. M., WASSON, J. G., 1999b, “Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia) ”, **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 4, pp. 401-410. doi: 10.1016/S0895-9811(99)00030-9
- GUYOT, J. L., JOUANNEAU, J. M., SOARES, L., BOAVENTURA, G. R., MAILLET, N., LAGANE, C., 2007, “Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin”, **Catena**, v. 71, pp. 340–356. doi:10.1016/j.catena.2007.02.002
- GUZKOWSKA, M. A. J., RAPLEY, C. G., MASON, I. M., 1986, “Satellite altimeter measurements over land and inland water”, *Proceedings of IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8-11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254*, p. 1563-1568.
- GUZKOWSKA, M. A. J., RAPLEY, C. G., RIDLEY, J. K., CUDLIP, W., BIRKETT, C. M., SCOTT, R. F., 1990, **Developments in Inland Water and Land Altimetry**. ESA Report CR-7839/88/F/FL.
- HAMILTON, S. K., SIPPEL, S. J., MELACK, J. M., 2002, “Comparison of inundation patterns among major South American floodplains”, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D20, pp. 8038. doi: 10.1029/2000JD000306
- HAMILTON, S. K., KELLNDORFER, J., LEHNER, B., TOBLER, M., 2007, “Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru)”, **Geomorphology**, v. 89, pp. 23–38. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.024
- HAO, Y., YEH, T-C. J., HU, C., WANG, Y., LI, X., 2006, “Karst groundwater management by defining protection zones based on regional geological structures and groundwater flow fields”, **Environmental Geology**, v. 50, n. 3, pp. 415-422. doi: 10.1007/s00254-006-0220-6
- HARALICK, R. M., 1979, “Statistical and structural approaches to texture”, **Proceedings of the IEEE**, v. 67, n. 5, pp. 786-804.

- HARALICK, R. M.; SHANMUGAM, K., DINSTEIN, 1973, "Textural Features for Image Classification", *IEEE Transaction on Systems, Man and Cybernetics*, v.3, n.6, pp. 610-621.
- HEPNER, G. F., 1990, "Artificial Neural Networks Classification using a Minimal Training Set: Comparison to Conventional Supervised Classification". *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 56, n. 4, pp. 469-473. doi: 0099-1112/90/5604-469
- HESS, L. L., MELACK, J. M., SIMONETT, D. S., 1990, "Radar detection of flooding beneath the forest canopy: a review", *International Journal of Remote Sensing*, v. 11, n. 7, pp. 1313-1325. doi: 10.1080/01431169008955095
- HESS, L. L., MELACK, J. M., FILOSO, S., WANG, Y., 1995, "Delineation of inundated area and vegetation along the Amazon floodplain with SIR-C synthetic aperture radar", *IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing*, v. 33, pp. 896-904. doi: 10.1109/36.406675
- HESS, L. L., MELACK, J. M., NOVO, E. M. L. M., *et al.* 2003, "Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin", *Remote Sensing of Environment*, v. 87, n. 4, pp. 404-428. doi: 10.1016/j.rse.2003.04.001
- HILLEL, D., VLEK, P., 2005, "The sustainability of irrigation", *Advances in Agronomy*, v. 87, p. 55-84. doi: 10.1016/S0065-2113(05)87002-6
- HOLLAND, M. M., 1988, "SCOPE/MAB technical consultations on landscape boundaries: report of a SCOPE/MAB workshop on ecotones". In: DI CASTRI, F., HANSEN, A. J., HOLLAND, M. M. (eds). *A new look at ecotones: Emerging international projects on landscape boundaries*, *Biology International*, Special Issue 17, pp. 47-106.
- HOREL, J. D., HAHMANN, A. N., GEISLER, J. E., 1989, "An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas", *Journal of Climate*, v. 2, n. 11, pp. 1388-1403.
- HUBERT-MOY, L., GANZETTI, I., BARIOU, R., MOUNIER, J., 1992, «Une cartographie des zones inondables en Ille-et-Vilaine par télédétection», *Noréis, Poitiers*, v. 39, n. 155, pp. 337-347.
- HUTCHINSON, M. F., 1989, "A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits", *Journal of Hydrology*, v. 106, n 3-4, pp. 211-232. doi:10.1016/0022-1694(89)90073-5
- IBRAHIM, M., CRACKNELL, A. P., 1990, "Bathymetry using Landsat MSS data of Penang Island in Malaysia". *International Journal of Remote Sensing*, v. 11, n. 4, p. 557-559. doi: 10.1080/01431169008955040
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1995. *Mapa da Amazônia Legal, 1:3.000.000*. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1999, *Introdução ao Processamento Digital de Imagens*. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- IBIAPINA, A. V., FERNANDES, D., CARVALHO, D. C., OLIVEIRA, E., SILVA, M. C. A. M., GUIMARÃES, V. S., 1999, "O Estado das Águas no Brasil: Evolução da Hidrometria no Brasil", In: *O estado das águas no Brasil: Perspectivas de gestão e informação de recursos hídricos*. Brasília: MME-MMA/SRH, ANEEL, 334 p.

- IMHOFF, M. L., VERMILLION, C., STORY, M. H., CHOUDHURY, A. M., GAFOOR, A., POLCYN, F., 1987, "Monsoon flood boundary delineation and damage assessment using space born imaging radar and Landsat data", **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 53, n. 4, pp. 405-413.
- IRIONDO, M., SUGUIO, K., 1981, **Neotectonic of the Amazon plain**. Bulletin INQUA, Neotectonic Commission 4, pp. 72– 78.
- JACCON, G., CUDO, K. J., 1989, **Hidrologia, Curva-Chave- Análise e traçado**, MME-DNAEE, 273p.
- JACKSON, T. J., RAGAN, R. M., FITCH, W. N., 1977, "Test of LANDSAT-based urban hydrologic modelling", **Journal Water Resource Planning Management Division**, v. 103, n. 1, pp. 141-158.
- JENET, G., 2004, **Translation of the Soils of Brazil in SOTERLAC** (unpublished), Wageningen, 13p.
- JHA, M. K., Chowdhury, A., Chowdary, V. M., Peiffer, S., 2007, "Groundwater management and development by integrated remote sensing and geographic information systems: prospects and constraints", **Water Resource Management**, v. 21, n. 2, pp. 427-467. doi: 10.1007/s11269-006-9024-4
- JUNK, W. J., 1983, "As águas da Região Amazônica". In: SALATI, E. *et al.* **Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia**. São Paulo: Brasiliense, (Brasília): Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pp. 45-100.
- JUNK, W. J., 1989a, "The use of Amazonian floodplains under ecological perspective", **Interciencia**, v. 14, n. 6, p. 317-322.
- JUNK, W. J., 1989b, "Flood tolerance and tree distribution in central Amazonian floodplains". In: Holm Nielsen, L. B.; Nielsen, I. C.; Balslev, H. (ed.), **Tropical forest: botanical dynamics, speciation and diversity**. New York: Academic Press.
- JUNK, W. J., 1997, **The Central Amazon Floodplain – Ecology of a Pulsing System**. Series: Ecological Studies, v. 126. Verlag, Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- JUNK, W. J., BAYLEY, P. B., SPARKS, R. E., 1989, "The "flood pulse" concept in river floodplain system". In: DODGE, D. P. (ed.) Proceedings of the International Large River Symposium (LARS). **Canadian Special Publications of Fisheries and Aquatic Science**, v. 106, pp.110-127.
- JUNK, W. J. e FURCH, K., 1993 , "A general review of tropical South America floodplains", **Wetlands Ecology and Management**, v. 2, n. 4, pp. 231-238. doi: 10.1007/BF00188157
- JUNK, W. S., WEBER, G. E., 1996, "Amazonian Floodplains: a limnological perspective", **Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie**, v. 26, p. 149157.
- JUSTICE, C. O., TOWNSHEND, J. R. G., VERMOTE, E. F., MASUOKA, E., WOLFE, R. E., SALEOUS, N., ROY, D. P., MORISETTE, J. T., 2002, "An overview of MODIS Land data processing and product status", **Remote Sensing Of Environment**, v. 83, n. 1-2, pp. 3-15 doi: 10.1016/S0034-4257(02)00084-6
- KIDD, C., LEVIZZANI, V., BAUER, P., 2009, " A review of satellite meteorology and climatology at the start of the twenty-first century", **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 4, pp. 474-489. doi: 10.1177/0309133309346647

- KOBLINSKY, C. J., CLARKE, R. T., BRENNER, A. C., FREY, H., 1993, "Measurements of river level variations with satellite altimetry", **Water Resources Research**, v. 29, n. 6, pp. 1839–1848. doi: 10.1029/93WR00542
- KOLASA, J., ZALEWSKI, M., 1995, "Notes on ecotone attributes and functions", **Hydrobiologia**, v. 303, n. 1-3, pp. 1-7. doi: 10.1007/BF00034039
- KOUSKY, V. E., KAYANO, M. T., CAVALCANTI, I. F. A., 1984, "A review of the southern oscillation: oceanic, atmospheric circulation changes and related anomalies", **Tellus**, v. 36A, n. 5, pp. 490–504. doi: 10.1111/j.1600-0870.1984.tb00264.x
- KUCZERA, G., 1983a, "Improved parameter inference in catchment models 1, Evaluating parameter uncertainty", **Water Resources Research**, v. 19, n. 5, pp. 1151-1162. doi: 10.1029/WR019i005p01151
- KUCZERA, G., 1983b, "Improved parameter inference in catchment models 2, Combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility", **Water Resources Research**, v. 19, n. 5, pp. 1163-1172. doi: 10.1029/WR019i005p01163
- LAKE, P. S., BOND, N. R., 2007, "Australian futures: Freshwater ecosystems and human water usage", **Futures**, v. 39, n. 2-3, pp. 288-305. doi: 10.1016/j.futures.2006.01.010
- LAXON, S., 1994, "Sea ice altimeter processing scheme at the EODC", **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 4, pp. 915-924. doi: 10.1080/01431169408954124
- LABROUE, S., OBLIGIS, E., 2003, **Neural Network retrieval algorithm for the ENVISAT/MWR**. Report CLS/DOS/NT/03.848 of ESA contract 13681/99/NL/GD, January 2003.
- LATRUBESSE E. M., 2003, "The Late Quaternary palaeohydrology of large South American fluvial systems". In: GREGORY, K. J., BEMITO, G. (eds.), **Palaeohydrology: Understanding Global Change**, pp. 193–212. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltda.
- LATRUBESSE, E. e FRANZINELLI, E., 2002. "The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil", **Geomorphology**, v. 44, n. 3-4, pp. 241–257. doi:10.1016/S0169-555X(01)00177-5
- LATRUBESSE, E. M. e FRANZINELLI, E., 2005, "The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems", **Geomorphology**, v. 70, pp. 372– 397. doi:10.1016/j.geomorph.2005.02.014
- LATRUBESSE, E. M. e RANCY, A., 2000, "Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil", **Quaternary International**, v. 72, n. 1, pp. 67-72. doi:10.1016/S1040-6182(00)00022-7
- LATRUBESSE, E. M., STEVAUX, J. C., SINHA, R., 2005, "Tropical rivers" **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, pp.187–206. doi:10.1016/j.geomorph.2005.02.005
- LECOINTE, P., 1935, "Les crues annuelles de l'Amazone et les récentes modifications de leur régime", **Annales de Géographie**, t. 44, n. 252, pp. 614-619.
- LEFAVOUR, G. e ALSDORF, D., 2005, Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model", **Geophysical Research Letters**, v. 32, pp. L17404. doi:10.1029/2005GL023836

- LEE, J. H., PHILPOT, W. D., 1991, "Spectral Texture Pattern Matching: a Classifier for Digital Imagery", **IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing**, v. 29, n. 4, pp. 545-554. doi: 10.1109/36.135816
- LEGOS. *Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales*. Disponível em : <http://intranet.legos.obsmp.fr/soa/altimetrie/ctoh/>. Acesso em: 04/05/2007. 2007.
- LEGRESY, B., 1995, *Etude du retracking des surfaces des formes d'onde altimétriques au-dessus des calottes*. Rapport CNES, CT/ED/TU/UD96.188, contrat n° 856/2/95/CNES/006, 81p.
- LEGRÉSY, B.; RÉMY, F., 1997, "Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet", **Journal of Glaciology**, v. 43, n. 144, pp. 265-275.
- LEON, J.G., CALMANT, S., SEYLER, F., BONNET, M.P., CAUHOPE, M., FRAPPART, F., FILIZOLA, N., FRAIZY, P., 2006, "Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges", **Journal of Hydrology**, v. 328, n. 3-4, pp. 481-496. doi: 10.1016/j.hydrol/2005.12.006
- LI, H., GU, H., HAN, Y., YANG, J., "Object-oriented classification of high-resolution remote sensing imagery based on an improved colour structure code and a support vector machine", **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 6, pp. 1366-5901. doi: 10.1080/01431160903475266
- LIEBMANN, B., MARENGO, J. A., 2001, "Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazonia", **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, pp. 4308-4318.
- LINDERS, J., 2000, "Comparison of three different methods to select features for discriminating forest cover types using SAR imagery", **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 10, pp. 2089-2099. doi: 10.1080/01431160050021312
- LIPPMANN, R. P., 1987, "An introduction to computing with neural nets". **IEEE ASSP Magazine**, v.4, n. 2, p. 4-22.
- LIU, Z. K., XIAO, J. Y., 1991, "Classification of remotely-sensed image data using artificial neural networks", **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, n. 11, pp. 2433-2438. doi: 10.1080/01431169108955275
- LLOYD, C. D., BERBEROGLU, S., CURRAN, P. J., ATKINSON, P. M., 2004, "A comparison of texture measures for the per-field classification of Mediterranean land cover", **International Journal of Remote Sensing**, 25, n. 19, pp. 3943-3965. doi: 10.1080/0143116042000192321
- LOW, H. K., CHUAH, H. T., EWE, H. T., 1999, "A neural network land use classifier for SAR images using textural and fractal information", **Geocarto International**, 14, n. 1, pp. 66-73. doi: 10.1080/10106049908542096
- LU, D., WENG, Q., 2007, "A survey of image classification methods and techniques for improving classification performance", **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n. 5, pp. 823-870. doi: 10.1080/01431160600746456
- LYARD, F., ROBLOU, L., DE MEY, P., 2009, "Ocean right frequency dynamics at global and regional scales". *Proceedings of the Workshop of the FOAM project rivers Solimões/Madeira – Manaus, Brazil, July 2009*. Disponível em: http://ftp.obs-azur.fr/ftp/gmc/calval/FOAM/slides_Manus_FOAM_072009.zippo

- MAHEU, C., CAZENAVE, A., MECHOSO, C. R., 2003, "Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry", **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 3, pp. 1143–1146. doi: 10.1029/2002GL016033
- MAIDMENT, D. R., 1992, **Handbook of hydrology**, New York: McGraw Hill.
- MARENGO, J. A., 1992, "Interannual variability of surface climate in the Amazon basin", **International Journal of Climatology**, v. 12, n. 8, pp. 853–863. doi: 10.1002/JOC.3370120809
- MARENGO, J., 1995, "Interannual variability of deep convection over the tropical South American sector as deduced from ISCCP C² data", **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 9, pp. 995–1010. doi: 10.1002/joc.3370150906
- MARENGO, J., 2004, "Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin", **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, pp. 1434–4483. doi: 10.1007/s00704-004-0045-8
- MARENGO, J. A., HASTENRATH, S., 1993, "Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin", **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, pp. 617–627.
- MARENGO, J. A. e NOBRE, C. A., 2001, "General characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system". In: CLAIN, M. E., VICTORIA, R. L., RICHEY, J. E. (eds.), **The Biochemistry of the Amazon basin**, pp. 17–41. UK: Oxford University Press.
- MARGULIS, S. A., ENTEKHABI, D., MCLAUGHLIN, D., 2006, "Spatiotemporal disaggregation of remotely sensed precipitation for ensemble hydrologic modeling and data assimilation", **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 3, pp. 511–533.
- MARIKO, A., MAHÉ, G., SERVAT, E., 2004, «Les surfaces inondées dans le delta intérieur du Niger au Mali par NOAA/AVHRR». **Hydrosystèmes et télédétection à haute résolution**, Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et Télédétection, n. 172, pp. 61–68.
- MARTINI, P. R., DUARTE, V., ARAI, E., MORAES, J.A., 2008, "Metodologia de medições das extensões dos rios Amazonas e Nilo utilizando imagens MODIS e GEOCOVER", *Anais do XIII Simpósio da Sociedade de Especialistas Latino-americanos em Sensoriamento Remoto (SELPER)*, Havana, Cuba, 22-26 de setembro de 2008.
- MATTHEWS, E., FUNG, I., 1987, "Methane emissions from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources", **Global Biogeochemical Cycles**, v. 1, p. 61–86. doi: 0084-6597/93/0515-0407
- McADOO, D., 2006, "Marine Geoid, Gravity, and Bathymetry: An increasingly clear view with satellite altimetry". *Proceedings of the 15 years of progress in radar altimetry Symposium, Venice, Italy, 13-18 march 2006*. European Space Agency. Disponível em: http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/1322/paper_1322_mcadoo.pdf
- McFREETERS, K. S., 1996, "The use of Normalized difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features", **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 7, pp. 1425–1432. doi: 10.1080/01431169608948714
- MEADE, R. H., NORDIN, C.F., CURTIS, W.F., 1979, "Sediment in Rio Amazonas and some of its principal tributaries during the high water seasons of 1976 and 1977". In: III Simpósio Brasileiro de Hidrologia, Porto Alegre, Brazil, pp. 472–485.

- MEADE, R. H., RAYOL, J. M., DA CONCEIÇÃO, S. C., NATIVIDADE, J. R. G., 1991, "Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil", *Environmental Geology and Water Sciences*, v. 18, n. 2, pp. 105-114. doi: 10.1007/BF01704664
- MEDEIROS MOREIRA, D., CALMANT, S., ROTUNNO, O., SEYLER, F., MONTEIRO, A., **SANTOS DA SILVA, J.**, 2009, "Comparison of water levels and slopes by GPS-levelled gauges and satellite altimetry", *Proceedings of Earth Observation and Water Cycle Science Towards a Water Cycle Multi-mission Observation Strategy, ESRIN-ESA, 18-20 Novembro 2009*. Frascati, Italy.
- MEIJERINK, A. M. J., 1996, "Remote sensing applications to hydrology: Groundwater", *Hydrological Sciences Journal/Journal Des Sciences Hydrologiques*, v. 41, n. 4, pp. 549-561. doi: 10.1080/02626669609491525
- MELACK, J. M., 1984, "Amazon floodplain lakes: Shape, fetch, and stratification", *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, v. 22, pp. 1278-1282.
- MERCIER, F., 2001, *Altimétrie spatiale sur les eaux continentales: apport des missions TOPEX/POSEIDON et ERS1 & 2 à l'étude des lacs, mers intérieures et bassins fluviaux*. D.Sc. Thèse. Université Toulouse III – Paul Sabatier. Toulouse, France, 9/11/2001, 190p.
- MERCIER, F., ZANIFE, O-Z, 2006, "Improvement of the Topex/Poseidon altimetric data processing for hydrological purposes (CASH project)". *Proceedings of the symposium on 15 years of Progress in Radar Altimetry*. 13-18 March 2006. Venice, Italy.
- MERTES, L. A. K., DUNNE, T., MARTINELLI, L. A., 1996, «Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon river, Brazil», *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, n. 9, pp. 1089-1107. doi: 10.1130/0016-7606(1996)108<1089:CFGATS>2.3.CO;2
- MIALL, A. D., 2006, "How do we identify big rivers? And how big is big?", *Sedimentary Geology*, v. 186, n. 1-2, pp. 39-50. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.10.001
- MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. 2000, "Sedimentary Basins of South America". In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A. CAMPOS, D. A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 389-449. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil.
- MITSCH, W. J., GOSSSELINK, J. G., 2007, *Wetlands*, 4 ed., New York: Jonh Wiley & Sons Inc.
- MODIS Tool, 2005, *MODIS Reprojection Tool*, Version 3.3. Disponível em <http://edcdaac.usgs.gov/landdaac/tools/modis/index.asp>. Acesso em: 20/07/2007.
- MOLINIER, M., 1995, "Régionalisation des débits du bassin amazonien : premiers résultats". In: LE BARBÉ, L. e SERVAT, E. (eds.), *Régionalisation en hydrologie: application au développement*, pp. 489-502. Journées Hydrologiques de l'ORSTOM, 8, Montpellier (FRA), 1992/09/22-23. Paris: ORSTOM, IRD Editions.
- MOLINIER, M., GUYOT, J. L., OLIVEIRA, E., GUIMARÃES, V., CHAVES, A., 1994, "Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas". In: *A Água em Revista*, v. 2, n. 3, pp. 31-36. Rio de Janeiro: CPRM.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., OLIVEIRA, E., GUIMARAES, V., CHAVES, A., 1995, "Hydrologie du Bassin de l'Amazone". In: BOULEGUE, J. e OLIVRY, J. C. (eds.), *Grands bassins fluviaux périalantiques: Congo, Niger, Amazone*, pp. 335-344.

Actes du Colloque PEGI/INSU/CNRS, 22-24/11/1993. Paris, France: ORSTOM, IRD Editions.

- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., OLIVEIRA, E., GUIMARAES, V., 1996, "Les régimes hydrologique de l'Amazonie et des ses affluents". In: CHEVALLIER, P. e POUYAUD, B. (eds.), **L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement**, pp. 209-222. Actes de la conférence de Paris, 2-4/05/1995. IAHS Publication n. 238. Oxfordshire,UK: International Association of Hydrological Sciences.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., CALLÈDE DE, J., GUIMARÃES, V., OLIVEIRA E, FILIZOLA, N., 1997, "Hydrologie du bassin amazonien", In: THÉRY, H. (ed.), **Environnement et développement en Amazonie brésilienne**, pp. 24-41. Paris, FR: Editions Belin.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., COCHONNEAU, G., GUIMARAES, V., DE OLIVEIRA, E., 1999, "La variabilité hydrologique du bassin amazonien et la circulation atmosphérique océanique". In: **International Symposium on hydrological and geochemical processes in large scale river basins**, Manaus, AM: Brazil.
- MOLINIER, M., RONCHAIL, J., GUYOT, J.L., COCHONNEAU, G., GUIMARAES, V., DE OLIVEIRA, E., 2009, "Hydrological variability in the Amazon drainage basin and African tropical basins", **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, pp. 3245-3252. doi: 10.1002/hyp.7400
- MOREIRA-TURCQ, P., SEYLER, P., GUYOT, J. L., ETCHEBER, H., 2003, "Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries", **Hydrological Processes**, v. 17, n. 7, pp. 1329-1344. doi: 10.1002/hyp.1287
- MORON, V., BIGOT, S., ROUCOU, P., 1995, "Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990)", **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 12, pp. 1297-1322. doi: 10.1002/joc.3370151202
- MORRIS, C. S., GILL, S. K., 1994a, "Variation of Great Lakes waters from Geosat altimetry", **Water Resources Research**, v. 30, n. 4, pp. 1009-1017. doi: 10.1029/93WR03553
- MORRIS, C. S., GILL, S. K., 1994b., "Evaluation of the Topex/Poseidon altimeter system over the great Lakes", **Journal Geophysical Research**, v. 99, n. C12, pp. 24527-24539. doi: 10.1029/94JC01642
- MULLER, F., COCHONNEAU, G., GUYOT, J-L., SEYLER, F., 2000, "Watershed extraction using together DEM and drainage network: application to the whole Amazonian basin". In: **Proceedings of the 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling: Problems, Prospects and Research Needs**, Alberta: Canada, 2-8 de Setembro. Disponível em: <http://www.colorado.edu/research/cires/banff/pubpapers/220/>
- MÜLLER, E., JUNK, W. J., 2000, "The influence of waterlogging on root water uptake and transpiration of trees of the central Amazonian várzea", **Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie**, v. 27, pp. 1725-1729.
- NAIMAN, R. J.; DECAMPS, H.; FOURNIER, F. (ed.), 1989, **Role of land/inland water ecotones in landscape management and restoration: A proposal for a collaborative research**. Paris: UNESCO.
- NEIFF, J. J., IRIONDO, M. H., CARIGNAN, R., 1994, "Large Tropical South American Wetlands: An Overview". In: LINK, G. L. and NEIMAN, R. L. (eds), **Proceedings of the Ecology and Management of Aquatic-Terrestrial Ecotones**. pp.156-165. Seattle 14-19, 1994. Seattle, WA, USA: University of Washington.

- NASA – National Aeronautics and Space Administration, 2007a, *National Aeronautics and Space Administration*. Disponível em: <http://history.nasa.gov/sputnik/gallerysput.html>
- NASA – National Aeronautics and Space Administration, 2007b, *National Aeronautics and Space Administration*. Disponível em: <http://www-pao.ksc.nasa.gov/history/skylab/skylab-operations.htm>
- NASA – National Aeronautics and Space Administration, 2007c, *National Aeronautics and Space Administration*. Disponível em: http://www.jpl.nasa.gov/missions/past_missions.cfm#topofpg
- NASA – National Aeronautics and Space Administration, 2007d, *National Aeronautics and Space Administration*. Disponível em: [http://terra.nasa.gov/-](http://terra.nasa.gov/)
- NASA – National Aeronautics and Space Administration, 2007e, *National Aeronautics and Space Administration*. Disponível em: [http://modis.gsfc.nasa.gov/-](http://modis.gsfc.nasa.gov/)
- NOAA – National Aeronautics and Space Administration, 2007, *National Oceanic and Atmospheric Administration*. Disponível em: http://www.oceanexplorer.noaa.gov/technology/tools/satellites/media/goes_3.html.
- NOBRE, C. A., SELLERS, P., SHUKLA, J., 1991, “Amazonian deforestation and regional climate change”, *Journal of Climate*, v. 4, n. 10, pp. 957–988.
- NOVO, E. M. L. M., 1998, **Sensoriamento Remoto – Princípios e Aplicações**, 2ª ed., São Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda.
- NOVO, E. M. L. M., SHIMABUKURO, Y. E., MERTES, L., 1998, “O rio Amazonas em mosaico”, *Ciência hoje*, v. 24, n. 144, pp. 59-61, Nov. 1998.
- NOVO, E. M. L. M., BARBOSA, C. C., FREITAS, R. M., SHIMABUKURO, Y. E., MELACK, J. M., PEREIRA FILHO, W., 2006, “Seasonal changes in chlorophyll distributions in Amazon floodplain lakes derived from MODIS images”, *Limnology*, v. 7, n. 3, pp.153–161. doi: 10.1007/s10201-006-0179-8
- NYOUNGUI, A., TONYE, E., AKONO, A., 2002, “Evaluation of speckle filtering and texture analysis methods for land cover classification from SAR images”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 23, n. 9, pp. 1895–1925. doi: 10.1080/01431160110036157
- OBERSTADLER, R., HONSCH, H., HUTH, D., 1997, “Assessment of the mapping capabilities of ERS-1 SAR data for flood mapping: A case study in Germany”, *Hydrological Processes*, v. 11, n. 10, pp. 1415-1425. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199708)11:10<1415::AID-HYP532>3.0.CO;2-2
- OLTMAN, R. E., 1968, **Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon**. U.S. Geological Survey Circular, n. 552, 16p.
- OLTMAN, R. E., STERNBERG, H. O. R., DAVIS, L. C., 1964, **Amazon River investigations reconnaissance measurements of july 1963**. U.S. Geological Survey Circular, n. 486, 15p.
- ORE HYBAM - Observatoire de Recherche en Environnement – Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazonie. Disponível em: <http://www.ore-hybam.org/index.php/fre/>

- ONU/WWAP – Nations Unies/Programme mondial pour l'évaluation des ressources en eau, 2006, *2^e Rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau: L'eau une responsabilité partagée*, Paris, New York, UNESCO - Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture et Berghahn Books.
- PARDÉ, M., 1936, "Les variations saisonnières de l'Amazonie", *Annales de Géographie*, t. 45, n. 257, pp. 502-511.
- PARDÉ, M., 1954, "Sur le régime et spécialement sur les variations saisonnières des cours d'eau brésiliens", *La Houille Blanche*, n. 6, pp. 823-846.
- PEDREIRA, A. J., BAHIA, R. B. C., 2000, "Sedimentary basins of Rondônia State, Brazil: response to the geotectonic evolution of the Amazonian craton", *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, pp. 477-480.
- PETERS-LIDARD, C. D., MOCKO, D. M., GARCIA, M., SANTANELLO, J. A., JOSEPH, A., TISCHLER, M. A., MORAN, M. S., WU, Y. H., 2008, "Role of precipitation uncertainty in the estimation of hydrologic soil properties using remotely sensed soil moisture in a semiarid environment", *Water Resources Research*, v. 44, n. 5, W05S18. doi: 10.1029/2007WR005884
- PIATON, H., PUECH, C., 1992, «Apport de la télédétection pour l'évaluation des ressources en eau d'irrigation pour la mise en valeur des plans d'eau à caractère permanent ou semi-permanent au Niger». *Comité Interafricain d'Études Hydrauliques. Série Hydraulique Agricole. Rapport d'étude*, 150p.
- PIEPADE, M. T. F., JUNK, W. J., PAROLIN, P., 2000, "The flood pulse and photosynthetic response of trees in a white water floodplain (várzea) of the central Amazon, Brazil", *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, v. 27, pp. 1734–1739.
- PRAIRIE, Y., 2006, *Le rôle des lacs sous-estimé dans la modélisation des climats*. BE Canada, n. 302 – 13/06/2006, Ambassade de France au Canada. Disponible em : <http://www.bulletins-electroniques.com/actualites/34101.htm> Acesso em: 27/05/2007.
- PRICE, R. D., KING, M. D., DALTON, J. T., PEDELTY, K. S., ARDANUY, P. E., HOBISH, M. K., 1994, "Earth science data for all: EOS and the EOS Data and Information System", *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 60, n. 3, pp. 277-285.
- POSTEL, S. L., DAILY, G. C., EHRILICH, P. R., 1996, "Human appropriation of renewable fresh water", *Science*, v. 271, n. 5250, pp. 785-788.
- POTTER, P. E., 1997, "The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history", *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 5-6, pp. 331-344. doi: 10.1016/S0895-9811(97)00031-X
- POTTER, P.E., 1978, "Significance and origin of big rivers", *Journal of Geology*, v. 86, pp.13–33. doi: 10.1086/649653
- PUECH, C., 1994, «Plan d'eau sahéliens et imagerie SPOT: inventaire et évolution des capacités d'exploitation». In : *Colloque international «Eau, environnement et développement», IMRS/IRIM*. pp. 68-83. Nouakchott, 20-22 mars 1994.
- PUECH, C., VIDAL, A., 1995, «Suivi des inondations au Maroc». In: *Colloque Cemagref-FAO, Use of Remote Sensing Techniques in Irrigation and Drainage*, Montpellier, 2-4 Novembre 1993, p. 151-154.
- PUECH, C., OUSMANE, A., 1998, «Gestion régionale de plans d'eau sahéliens par télédétection: courbes de fonctionnement, suivi annuel et reconstitution de chroniques

- hydrologiques», p. 42-44. In: **Conférence internationale "Eau et développement durable : témoignages de la société civile**, Paris. 19-20 mars 1998.
- PUTZER, H., 1984, "The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources". In: SIOLI, H. (ed.), **The Amazon, Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**, Dordrecht, The Netherlands: Dr. W. Junk Publishers.
- RADAMBRASIL, 1973-1978. **Levamento de recursos naturais – Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro: Ministério das minas e energia, Departamento nacional da produção mineral, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- RAMILLIEN, G., CAZENAVE, A., BRUNAU, O., 2004, "Global time-variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry", **Geophysical Journal International**, v. 158, pp. 813-826. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02328.x
- RAMILLIEN, G., FRAPPART, F., CAZENAVE, A., GÜNTER, A., 2005, "Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids". **Earth and Planetary Science Letters**, v. 235, n. 1-2, pp. 283-301, doi: 10.1016/j.epsl.2005.04.005
- RAMILLIEN, G., FAMIGLIETTE, J. S., WAHR, J., 2008, "Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review", **Surveys in geophysics**, v. 29, pp. 361-374. doi: 10.1007/s10712-008-9048-9
- RAMSEY, E. W., NELSON, G. A., LAINE, S. C., KIRKMAN, R. G., TOPHAM, W., 1997, "Generation of coastal marsh topography with radar and ground-based measurements", **Journal of Coastal Research**, v. 13, n. 4, pp. 1335-1342.
- RANGO, A., 1994, *Applications of remote sensing by satellite, radar and other methods to hydrology*. Operational Hydrology Report n°39, 33 p., Collection WMO n° 804. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.
- RÉMY, F., MAZZEGA, P., HOURY, S., BROUSSIER, C., MINSTER, J.F., 1989, "Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite altimeter data". **Journal Glaciology**, v. 35, pp. 98-107.
- RÉMY, F., BROUSSIER, C., MINSTER, J. F., 1990, "Intensity of a radar altimeter over continental ice sheets. A potential measurement of surface katabatic wind intensity", **Journal Glaciology**, v. 36, n. 123, pp. 133-142.
- RÉMY, F., SCHAEFFER, P., LEGRÉSY, B., 1999, "Ice flow physical processes derived from ERS-1 high resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets", **Geophysical Journal International**, v. 139, n. 3, pp. 645- 649. doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x
- RÉMY, F., 2006, "The new vision of the cryosphere thanks to 15 years of altimetry". **Proceedings of the 15 years of progress in radar altimetry Symposium**, Venice, Italy, 13-18 march 2006. European Space Agency. Disponível em: http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/1323/paper_1323_rmy.pdf
- RIBEIRO NETO, A., 2006, **Simulação hidrológica na Amazônia: Rio Madeira**. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil. 05/2006, 178 p.
- RICHEY, J. E., MEADE, R. H., SALATI, E., DEVOL, A. H., NORDIN, C. F., DOS SANTOS, U., 1986, "Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River 1982-1984", **Water Resources Research**, v. 22, n. 5, pp. 756-764. doi: 10.1029/WR022i005p00756

- RICHEY, J., MERTES, L., DUNNE, T., VICTORIA, R., FORSBERG, B., TANCREDI, A., OLIVEIRA, E., 1989, "Sources and Routing of the Amazon River Flood Wave", **Global Biogeochemical Cycles**, v. 3, n. 3, pp. 191-204. doi:10.1029/GB003i003p00191,
- RICHEY, J. E., MELACK, J. M., AUFDENKAMPE, A. K., BALESTER, V. M., HESS, L., 2002, "Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂", **Nature**, v. 416, n. 6881, pp. 617-620. doi: 10.1038/416617a
- ROBIN, M., 1992, «Télédétection des inondations: l'exemple du marais de Monts (Vendée - Ouest-France) », **Norais, Poitiers**, v. 39, n. 155, pp. 317-335.
- ROBIN, N., 2000, **Analyse du risque d'inondation à partir de données satellitales SPOT - Application à la crue de la Seille de mars 1999**, Strasbourg, ENGEES - ULP Strasbourg – Cemagref, 97p.
- ROCHA, C. H. B., 2000, **Geoprocessamento: tecnologia transdisciplinar**, Juiz de Forra, MG: Ed. do Autor.
- ROCHE, M. A., FERNANDEZ, C., 1988, "Water resources, salinity and salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon", **Journal of Hydrology**, v. 101, n. 1-4, pp. 305-331. doi:10.1016/0022-1694(88)90042-X
- RODELL, M., FAMIGLIETTI, J. S., 1999, "Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field", **Water Resources Research**, v. 35, n. 9, pp. 2705-2723. doi: 10.1029/1999WR900141
- RODIER, J., 1964, **Régimes hydrologique de l'Afrique noire à l'Ouest du Congo**, Mémoires OSTOM6, OSROM, Paris.
- RODRIGUEZ E., CHAPMAN B., 1989, "Extracting ocean surface information from altimeter returns: the deconvolution method", **Journal of Geophysical Research - Oceans**, v. 94, n. C7, pp. 9761-9778. doi: 10.1029/JC094iC07p09761
- RONCHAIL, J., COCHONNEAU, G., MOLINIER, M., GUYOT, J. L., GORETTI DE MIRANDA CHAVES, A. G. M., GUIMARÃES, V., DE OLIVEIRA, E., 2002, "Rainfall variability in the Amazon Basin and SSTs in the tropical Pacific and Atlantic oceans", **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, pp. 1663-1686. doi: 10.1002/joc.815
- RONCHAIL, J., LABAT, D., CALLEDE, J., COCHONNEAU, G., GUYOT, J. L., FILIZOLA, N., OLIVEIRA, E., 2005, "Discharge variability within the Amazon basin", **Regional Hydrological Impacts of Climatic Change—Hydroclimatological Variability**, pp. 21-29. Proceedings of symposium S6 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April 2005. IAHS Publ. 296.
- RONCHAIL, J., GUYOT, J. L., VILLAR, J. C. E., FRAIZY, P., COCHONNEAU, G., OLIVEIRA, E., FILIZOLA, N., ORDENEZ, J. J., 2006, "Impact of the Amazon tributaries on major floods at Óbidos", **Climate Variability and Change—Hydrological Impacts**, pp. 1-6. Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006. IAHS Publ. 308.
- ROSENQVIST, A., SHIMADA, M., CHAPMAN, B., FREEMAN, A., 2000, "The Global Rain Forest Mapping project – a review", **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 6-7, pp. 1375-1387. doi: 10.1080/014311600210227
- ROTUNNO FILHO, O. C., 1995, **Soil moisture mapping using remote sensing and geostatistics applied to rainfall-runoff models**, Ph. D. thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Waterloo, Waterloo, Ontário, Canadá.

- ROTUNNO, O. C., TREITZ, P. M., SOULIS, E. D., Howarth P.J.; Kouwen N., 1996, "Texture processing of synthetic aperture radar data using second-order spatial statistics", **Computers and Geosciences**, v. 22, n. 1, pp. 27-34, doi: 10.1016/0098-3004(95)00054-2
- ROUX, E., CAUHOPE, M., BONNET, M-P., CALMANT, S., VAUCHEL, P., SEYLER, F., 2008, "Daily water stage estimated from satellite altimetric data for large river basin monitoring", **Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologique**, v. 53, n.1, pp. 81-99. doi: 10.1623/hysj.53.1.81
- ROUX, E., SILVA, J. S., GETIRANA, A. C. V., BONNET, M-P., CALMANT, S., SEYLER, F. , 2010, "Producing time-series of river water height by means of satellite radar altimetry – Comparison of methods", **Hydrological Sciences Journal/ Journal Des Sciences Hydrologiques**, v. 55, n. 1, pp. 104-120. doi: 10.1080/02626660903529023
- RUNNING , S. W., JUSTICE, C. O., SALOMONSON, V., HALL, D., BARKER, J., KAUFMANN, Y. J., STRAHLER, A. H., HUETE, A. R., MULLER, J.-P., VANDERBILT, V., WAN, Z. M., TEILLET, P., CARNEGGIE, D., 1994, "Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS", **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 17, pp. 3587–3620. doi: 10.1080/01431169408954346
- SAATCHI, S. S., NELSON, B., PODEST, E., HOLT, J., 2000, "Mapping Land-cover types in the Amazon Basin using 1 km JERS-1 mosaic", **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 6-7, pp. 1201– 1234. doi: 10.1080/014311600210146
- SABADINI, R., WINGHAM, D., MAIER-REIMER, E., 2002, **Gravity and Sea Level**, ESA-ESTEC Contract No. 12056/96/NL. Disponível em: http://esamultimedia.esa.int/docs/Sea-Level_Study_12056_96.pdf
- SAKAMOTO, T., NGUYEN, N. V., KOTERA, A., OHNO, H., ISHITSUKA, N., YOKOZAWA, M., 2007, "Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong delta from MODIS timeseries imagery", **Remote Sensing of Environment**, v. 109, n.3, pp. 295-313. doi: 10.1016/j.rse.2007.01.011
- SALATI, E., 1983, O clima atual depende da floresta. IN: SALATI, E. *et al.*, **Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia**. São Paulo: Brasiliense, (Brasília): Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, p. 15-44.
- SALATI, E., 1985, "The climatology and hidrology of Amazonia". In: PRANCE, G. T., LOVEJOY, T. E. (eds.), **Amazonia**, pp. 18-42. Oxford, Reino Unido: Pergamon Press.
- SALATI, E., MARQUEZ, J., MOLION, L. C., 1978, "Origem e distribuição das chuvas na Amazônia", **Interciencia**, v. 3, n. 4, pp. 200–205.
- SALATI, E., MARQUES, J., 1984, "Climatology of the Amazon region", In: SIOLI, H. (ed.), **The Amazon – Liminology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. pp. 85-126Alemanha, Bonn: Dr. W. Junk Publishers.
- SANTOS, I., FILL, H. D., SUGAI, M. R. V. B., BUBA, H., KISHI, R. T., MARONE, E., LAUTERT, L. F., 2001, **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: LACTEC, 372p.
- SAUNDERS, W., 1999, "Preparation of DEMs for use in environmental modeling analysis". ESRI User Conference (24–30 July 1999, San Diego, California). Disponível em: <http://proceedings.esri.com/library/userconf/proc99/navigate/proceed.htm>.
- SCHLÜTER, U. B., FURCH, B., JOLY, C. A., 1993, "Physiological and anatomical adaptations by young *Astrocaryum jauari* Mart. (Arecaceae) in periodically inundated biotopes of central Amazonia". **Biotropica**, v. 25, pp. 384–396.

- SCHMIDT, R., SCHWINTZER, P., FLECHTNER, F., REIGBERA, C. H., GÜNTNER, A., DÖLL, P., RAMILLIEN, G., CAZENAVE, A., PETROVIC, S., JOCHMANN, H., WQNSCH, J., 2006, "GRACE observation of changes in continental water storage", **Global and Planetary Change**, v. 50. pp. 112-126, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.11.018
- SCHÖNGART, J., PIEDADE, M. T. F., LUDWIGSHAUSEN, S., HORNA, V., WORBES, M., 2002, "Phenology and stem growth periodicity of tree species in Amazonian floodplain forests", **Journal of Tropical Ecology**, v. 18, n. 4, pp. 581-597. doi:10.1017/S0266467402002389
- SCHMUGGE, T. J., JACKSON, T. J., MCKIM, H. L., 1980, "Survey of methods for soil moisture determination", **Water Resources Research**, v. 16, n. 6, pp. 961-979. doi: 10.1029/WR016i006p00961
- SCHNEIDER, S. R., MCGINNIS, D. F., STEPHENS, G., 1985, "Monitoring Africa's Lake Chad basin with LANDSAT NOAA satellite data", **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 1, pp.59-73. doi: 10.1080/01431168508948424
- SCHUBART, H. O., 1983, "Ecologia e Utilização das florestas". In: SALATI, E. *et al.*, **Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia**. São Paulo: Brasiliense, (Brasília): Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, p. 102-143.
- SCOTESE, C. R., BOUCOT, A. J., MCKERROW, W. S., 1999, "Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology", **Journal of African Earth Sciences**, v. 28, n. 1, pp. 99-114. doi: 10.1016/S0899-5362(98)00084-0
- SECRETARIAT DE LA CONVENTION DE RAMSAR, 1998, "Le rôle des zones humide face à la crise mondiale de l'eau". In: *Conférence internationale l'eau et le développement durable*, Paris, 19-20-21 mars 1998.
- SECRETARIAT DE LA CONVENTION DE RAMSAR, 2006, **Le Manuel de la Convention de Ramsar: Guide de la Convention sur les zones humides (Ramsar, Iran, 1971)**, 4 ed. Gland, Suisse: Secrétariat de la Convention de Ramsar.
- SEO, K-W, WILSON, C. R., FAMIGLIETTI, J. S., CHEN, J. L., RODELL, M., 2006, "Terrestrial water mass load changes from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)", **Water Resources Research**, n. 42, pp. W05417. doi:10.1029/2005WR004255
- SEYLER, F., MULLER, F., COCHONNEAU, G., GUYOT, J. L., 1999, "D'elimitation de bassins versants à partir d'un modèle numérique de terrain. Comparaison de différentes méthodes pour le bassin du Rio Negro (Amazone)". In: **International Symposium on hydrological and geochemical processes in large scale river basins**, Manaus, AM: Brazil.
- SEYLER, F., CALMANT, S., BONNET, M.P., de OLIVEIRA, M. A., 2004, "Curvature of the Hydraulic slope at the Negro-Solimões confluence from satellite altimetry and hydrodynamics: relationship with the distribution of erosion/sedimentation areas", EGU, Nice, April 2004.
- SEYLER, F., CALMANT, S., SANTOS DA SILVA, J., FILIZOLA, N., ROUX, E., COCHONNEAU, G., VAUCHEL, P., BONNET, M. P., 2008, "Monitoring water level in large trans-boundary ungrauged bassin with altimetry: the exemple of ENVISAT over Amazon Basin", **Journal of Applied Remote Sensing - SPIE**, v. 7150, pp. 715017. doi: 10.1117/12.813258

- SEYLER, F., CALMANT, S., SANTOS DA SILVA, J., FILIZOLA, N., COCHONNEAU, G., BONNET, M. P., COSTI, A. C. Z., 2009a, "Inundation risk in large tropical basins and potential survey from radar altimetry: example in the Amazon basin", **Marine Geodesy**, v. 32, n. 3, pp. 303-319. doi: 10.1080/01490410903094809.
- SEYLER, F., CALMANT, S., SANTOS DA SILVA, J., LEON, J. G., FRAPPART, F., BONNET, M. P., FILIZOLA, N., ROUX, E., COSTI, A. C. Z., DE OLIVEIRA, E., GUYOT, J. L., SEYLER, P., 2009b, "New perspectives in monitoring water resources in large tropical transboundary basins based on remote sensing and radar altimetry". In: **Improving Integrated Surface and Groundwater Resources Management in a Vulnerable and Changing World**. BLOSCHL, G. et al. (ed.), pp. 282-288. IAHS Publication Red Book 330, ISBN 978-907161-01-8, Wallingford, Oxfordshire, UK.
- SEYLER, F., CALMANT, S., COCHONNEAU, G., 2009c, "Cross-comparasion of Jason 2 data and ICESat data over the Amazon basin". **Proceedings of Ocean Surface Topography Science Team Meeting**. 22-24 June. Seattle, USA. Disponível em: http://depts.washington.edu/uwconf/ostst2009/OSTST_book_2009_Final.pdf
- SEYLER, F., MULLER, F., COCHONNEAU, G., GUIMARÃES, L., GUYOT, J. L., 2009d, "Watershed delineation for the Amazon sub-basin system using GTOPO30 DEM and a drainage network extracted from JERS SAR images", **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, pp. 3173-3185. doi: 10.1002/hyp.7397
- SIQUEIRA, P., HENSLEY, S., SHAFFER, S., HESS, L., MCGARRAGH, G., CHAPMAN, B., FREEMAN, A., 2000, "A continental-scale mosaic of the Amazon Basin using JERS-1 SAR", **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, PP; 2638-2644. doi: 10.1109/36.885210
- SHABAN, M. A., DIKSHIT, O., 2002, "Evaluation of the merging of SPOT multispectral and panchromatic data for classification of an urban environment", **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, pp. 249-262. doi: 10.1080/01431160010007088
- SHENG, Y., GONG, P., XIAO, Q., 2001, "Quantitative dynamic flood monitoring with NOAA AVHRR", **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, n. 9, pp. 1709-1724. doi: 10.1080/01431160118481
- SHINDELL, D. T., FALUVEGI, G., MILLER, R. L., SCHMIDT, G. A., HANSEN, J. E., SUN, S., 2006, "Solar and anthropogenic forcing of tropical hydrology", **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 24, pp. L24706. doi: 10.1029/2006GL027468
- SILVA, A. J. P., LOPES, R. C., VASCONCELOS, A. M., BAHIA, R. B. C., 2003, "Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores". In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI E J. H. GONÇALVES (eds.), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM.
- SILVA, J. S., NGUYEN, M. B., CRETAX, J. F., SEYLER, F., ROTUNNO FILHO, O. C., CALMANT, S., 2009a, "Avaliação de superfícies inundáveis em zonas úmidas da bacia Amazônica por meio de dados espaciais", **Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 Abril 2009, SBSR.
- SILVA, J. S., ROTUNNO FILHO, O. C., SEYLER, F., CRETAX, J. F., CALMANT, S., ARAUJO, A. A. M., BONNET, M. P., NGUYEN, M. B., FILIZOLA, N., 2009b, "Dinâmica de inundação em zonas úmidas da bacia Amazônica por meio de dados espaciais", **Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Campo Grande, Brasil, 22-26 Novembro 2009, ABRH.

- SILVA, J. S., ROUX, E., ROTUNNO FILHO, O. C., SEYLER, F., CALMANT, S., Submetido 2009c, “Níveis d’água nas zonas úmidas da bacia Amazônica estimados por satélite altimétricos”, **Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH**.
- SILVA, J. S., CALMANT, S., SEYLER, F., ROTUNNO FILHO, O. C., COCHONNEAU, G., MANSOUR, W. J., 2010, “Water levels in the Amazon Basin derived from the ERS 2-ENVISAT radar altimetry missions”, **Remote Sensing of Environment**. doi: 10.1016/j.rse.2010.04.020
- SILVA, J. S., SEYLER, F., ROTUNNO FILHO, O. C., CALMANT, S., ARAUJO, A. A. M., ROUX, E., em revisão 2010, “Water Level Dynamics of Amazon Wetlands at the Watershed Scale by Satellite Altimetry”, **International Journal of Remote Sensing**.
- SIOLI, H., 1984, “The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types”, pp. 127-165. In: SIOLI, H. (ed.), **The Amazon, Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**, Dordrecht, The Netherlands: Dr. W. Junk Publishers.
- SIPPEL, S. J., HAMILTON, S. K., MELACK, J. M., 1992, “Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil”, **Archiv für Hydrobiologie**, v. 123, pp. 385-400.
- SIPPEL, S. J., HAMILTON, S. K., MELACK, J. M., NOVO, E. M. M., 1998, “Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River floodplain”, **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 16, pp. 3055–3074. doi: 10.1080/014311698214181
- SIQUEIRA, P., HENSLEY, S., SHAFFER, S., HESS, L., MCGARRAGH, G., CHAPMAN, B., FREEAMN, A., 2000, “A continental-scale mosaic of the Amazon basin”, **IEEE Transaction Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, n. 6, pp.2638-2644. doi: 10.1109/36.885210
- SMITH, D. G., 1986, “Anastomosing river deposits sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, Northwestern Colombia, South America”, **Sedimentary Geology**, v. 46, n. 3-4, pp. 177–196. doi:10.1016/0037-0738(86)90058-8
- SMITH, L. C., 1997, “Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: a review”, **Hydrological processes**, v. 11, n. 10, p. 1427-1439, doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199708)11:10<1427::AID-HYP473>3.0.CO;2-S
- SMITH, L. C., ISACKS, B. L., FORSTER, R. R., BLOOM, A. L., PREUSS I., 1995, “Estimation of discharge from braided glacial rivers using ERS 1 synthetic aperture radar: first results”, **Water Resources Research**, v. 31, n. 5, pp. 1325-1329. doi: 10.1029/95WR00145
- SMITH, L. C., ISACKS, B. L., FORSTER, R. R., BLOOM, A. L., MURRAY, A. B., 1996, “Estimation of discharge from braided glacial rivers using ERS 1 synthetic aperture radar: Potential application to ungaged basin”, **Water Resources Research**, v. 32, n. 7, pp. 2021-2034. doi: 10.1029/96WR00752
- SMITH, C. L., PAVELSKY, T. M., 2009, “Remote sensing of volumetric storage charges in lake”, **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, pp. 1353-1358. doi: 10.1002/esp.1822
- SOARES, J. V., RENNO, C. D., FORMAGGIO, A. R., YANASSE, C. C. F., FRERY, A.C., 1997, “An investigation of the selection of texture features for crop discrimination using SAR imagery”, **Remote Sensing of Environment**, v. 59, n. 2, pp. 234–247. doi: 10.1016/S0034-4257(96)00156-3

- SOMBROEK, W. G., 1999, "Annual rainfall and dry-season strength in the Amazon region and their environmental consequences". PPG7-SPRN Programme.
- SOUZA, E. B., AMBRIZZI, T., 2006, "Modulation of the Intraseasonal Rainfall over Tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation", *International Journal of Climatology*, v. 26, n. 13, pp. 1759-1776. doi: 10.1002/joc.1331.
- STERNBERG H.O'R., 1975, *The Amazon river of Brazil*, Wiesbaden: Steiner, 74p.
- SUN, C., WEE, W. G., 1983, "Neighboring grey level dependence matrix for texture classification", *Computer Vision Graphics and Image Processing*, v. 23, n. 3, pp.341-352. doi:10.1016/0734-189X(83)90032-4
- SWENSON, S., MILLY, P. C. D., 2006, "Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry", *Water Resources Research*, n. 42, pp.W03201. doi:10.1029/2005WR004628
- SWOT MISSION, 2007, *The Water And Terrestrial Elevation Recovery Hydrosphere Mapper Satellite Mission*. In: First Mission Document for the WATER HM Mission, CNES-NASA. Disponível em: http://bprc.osu.edu/water/publications/WATERHM_FirstDocument_Final.pdfAcesso em: 01/10/2007.
- SYED, T. H., FAMIGLIETTI, J. S., RODELL, M., CHEN, J., WILSON, C. R., 2008a, "Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS". *Water Resources Research*, v. 44, pp. W02433. doi:10.1029/2006WR005779
- SYED, T. H., FAMIGLIETTI, J. S., CHAMBERS, D., 2008b, "GRACE-based estimates of terrestrial freshwater discharge from basin to continental scales", *Journal Hydrometeorological*. doi:10.1175/2008JHM993.1
- TANDON, S. K., SINHA, R., 2007, "Geology of large rivers", In: Gupta, A. (ed.), *Large rivers: geomorphology and management*, pp. 7–28. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltda.
- TAMISIEA, M. E., LEULIETTE, E. W., DAVIS, J. L., MITROVICA, J. X., 2005, "Constraining hydrological and cryospheric mass flux in southeastern Alaska using space-based gravity measurements", *Geophysical Research Letters*, v. 32, pp. L20501. doi:10.1029/2005GL023961
- TAPLEY, B. D., BORN, G. H., PARKE, M. E., 1982, "The Seasat altimeter data and its accuracy assessment", *Journal Geophysical Research*, v. 87, n. C5, pp. 3179-3188. doi: 10.1029/JC087iC05p03179
- TAPLEY, B. D., BETTADPUR, S., WATKINS, M., REIGBER, C., 2004, "The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results", *Geo-physical Research Letters*, v. 31, pp. L09607, doi:10.1029/ 2004GL019920
- TEIXEIRA, L.B., 2001, "Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós". In: MELO, J. H. G., TERRA, G. J. S. (eds.), *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 7p. (Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 20). 1 CD-ROM.
- TEIXEIRA, W., GERALDES, M. C., MATOS, R., RUIZ, A. S., SAES, G., VARGAS-MATTOS, G., 2010, "A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton", *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 1, pp. 47-60. doi: 10.1016/j.jsames.2009.09.007

- THOMAS, N., HENDRIX, C., CONGALTON, R. G., 2003, "A comparison of urban mapping methods using high-resolution digital imagery", **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 69, n.9, pp. 963-972
- TOWNSEND, P. A., 2002, "Relationships between forest structure and the detection of flood inundation in forested wetlands using C-band SAR", **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 3, pp. 443-460. doi: 10.1080/01431160010014738
- TRENBERTH, K. E., OLSON, J. G., 1988, "An evaluation and intercomparison of global analyses from the National Meteorological Center and the European Center for Medium Range Weather Forecasts", **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 69, n. 9, pp. 1047-1057
- TRIBAUT, P., POISSON, J. C., GARCIA, G., RAHMANI, A., 2008, *PISTACHE – 3^{ème} réunion d'avancement*, Toulouse, France, 16 octobre 2008.
- TROITSKAYA, Y. I. e ERMAKOV, S. A., 2008, "Manifestations of the Indian Ocean tsunami of 2004 in satellite nadir-viewing radar backscatter variations", **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 21, pp. 6361-6371. doi: 10.1080/01431160802175348
- TUCCI, C. E. M. (org), 2001, **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2 ed., Porto Alegre: Editora da Universidade/UFRGS, ABRH.
- ULABY, F. T., MOORE, R. K. e FUNG, A. K., 1986, **Microwave remote sensing, active and passive**, v. 1, 2 e 3, Artech House Inc. U.S.A.
- UNEP – United Nation Environment Programme, 1996, "Wetlands and biological diversity: Cooperation between the Convention on Wetlands of International Importance especially as waterfowl habitats (RAMSAR, Iran, 1971) and the Convention on Biological Diversity". In: **Third Ordinary Meeting of the Conference of the Parties to the Convention on Biological Diversity, UNEP/CBD/COP/3/INF/21**, Buenos Aires, Argentina.
- UNEP/WCMC – United Nation Environment Programme/World Conservation Monitoring Center, 1997, **A Global Overview of Wetland and Marine Protected Areas on the World Heritage Liste: A Contribution on the Global Theme Study of World Heritage Natural Sites**. Gland, Switzerland: The World Conservation Monitoring Center, 1997. Disponível em: <http://www.unep-wcmc.org/wh/reviews/wetlands/2.htm> Acesso: 28/04/2007.
- US GEOLOGICAL SURVEY, 2009. **Trends in the Size of the USGS Streamgaging Network**. Washington, DC: National Streamflow Information Program. Disponível em: http://water.usgs.gov/nsip/streamgaging_note.html. Acesso em 25/08/2009.
- UVO, C. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S. E., KUSHNIR, Y., 1998, "The relationship between Tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation", **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, pp. 551-562.
- VALS GRASS, (2006), **Virtual ALtimetry Station GRASS**. ROUX, E. e CALMANT, S.
- VALS Tool, 2009, **Virtual ALtimetry Station**, Versão 0.5.7, August 2009, COCHONNEAU, G. e CALMANT, S. Disponível em: http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/logiciels_test.php.
- Van ENGELEN, V. W. P., PETERS, W. L., 1995, **Soils and Terrain Digital Database for Six Countries in Latin America at scale 1:5,000,000 (SOTER-LA)**, Final Report, ISRIC – World Soil Information, Wageningen.

- Van ENGELEN, V. W. P., WEN, T. T., 1995, **Global and National Soil and Terrain Digital Database (SOTER)**, Procedures Manual, ISRIC – World Soil Information, Wageningen.
- VERMOTE, E. F., EL SALEOUS, N. Z., JUSTICE, C. O., KAUFMAN, Y. J., PRIVETTE, J. L., REMER, L., ROGER, J. C., TANRE, D., 1997, “Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: background, operational algorithm and validation”, **Journal of Geophysical Research – Atmosphere**, v. 102, n. D14, pp. 17131-17141. doi: 10.1029/97JD00201
- VERMOTE, E. F., VERMEULEN, A., 1999, **Atmospheric correction algorithm: Spectral reflectances (MOD09)**. Algorithm Technical Background Document, version 4.0, April 1999, NASA contract NAS5-96062.
- VERMOTE, E. F., EL SALEOUS, N. Z., JUSTICE, C. O., 2002, “Atmospheric correction of MODIS data in the visible to middle infrared: first results”, **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 12, pp. 97-111. doi: 10.1016/S0034-4257(02)00089-5
- VIERS, J., RODDAZ, M., FILIZOLA, N., GUYOT, J. L., SONDAG, F., BRUNET, P., ZOUTEN, C., BOUCAYRAND, C., MARTIN, F., BOAVENTURA, G. R., 2008, “Seasonal and provenance controls on Nd–Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean”, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 274, pp. 511-523. doi:10.1016/j.epsl.2008.08.011
- VILLAR, J. C. E., RONCHAIL, J., GUYOT, J. L., COCHONNEAU, G., NAZIANO, F., LAVADO, W., OLIVEIRA, E., POMBOSAG, R., 2009, “Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador)”, **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 11, pp. 1574-1594. doi: 10.1002/joc.1791
- VORLICEK, P.A., ANTONELLI, R., FABBRI, P., RAUSCH, R., 2004, “Quantitative hydrogeological studies of the Treviso alluvial plain, NE Italy”, **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology**, v. 37, n. 1, pp. 23-29. doi: 10.1144/0036-9276/02-006
- VÖRÖSMARTY, C.J., DOUGRAS, E.M., GREEN, P. A., *et al.*, 2005, “Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean”, **Science**, v. 308, n. 5720, pp. 376-380. doi: 10.1126/science.1109454
- WAHR, J. M., 1985, “Deformation of the Earth induced by polar motion”, **Journal Geophysical Research – Solid Earth**, v. 90, n. B11, pp. 9363-9368. doi: 10.1029/JB090iB11p09363
- WAHR, J. M., MOLENAAR, M., 1998, “Time variability of the Earth’s gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE”, **Journal Geophysical Research – Solid Earth**, v. 103, n. B12, pp. 30205-30229. doi: 10.1029/98JB02844
- WAHR, J., SWENSON, S., ZLOTNICKI, V., VELICOGNA, I., 2004, “Time-variable gravity from GRACE: first results”, **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 11, pp. L11501. doi:10.1029/2004GL019779
- WALHOFF, D., JUNK, W. J., FURCH, B., 1998, “Responses of three central Amazonian tree species to drought and flooding under controlled conditions”, **International Journal of Ecology and Environmental Sciences**, v. 24, n. 2-3, pp. 237– 252.
- WALTER, V., 2004, “Object-based classification of remote sensing data for change detection”, **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 58, n. 3-4, pp. 225–238. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2003.09.007

- WANG, L. E. D., C. HE, 1990, "A new statistical approach for texture analysis", **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 56, n. 1, pp. 61-66.
- WANG, L., SOUSA, W. P., GONG, P., BIGING, G. S., 2004, "Comparison of IKONOS and QuickBird images for mapping mangrove species on the Caribbean coast of Panama", **Remote Sensing of Environment**, v. 91, n. 3-4, pp. 432-440. doi: 10.1016/j.rse.2004.04.005
- WARD, J. V., TOCKNER, K., SCHIEMER, F., 1999, "Biodiversity of floodplain river ecosystems: ecotones and connectivity", **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 15, n. 1-3, pp. 125-139. doi: 10.1002/(SICI)1099-1646(199901/06)15:1/3<125::AID-RRR523>3.0.CO;2-E
- WARD, A., 2002, **GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment**, NP-2002-2-427-GSFC, 24p. Greenbelt, Maryland: NASA, Goddard Space Flight Center.
- WATERS, P., GREENBAUM, D., SMART, P. L., OSMASTON, H., 1990, "Applications of remote sensing to groundwater hydrology", **Remote Sensing Reviews**, v. 4, n. 2, pp. 223-264. doi: 10.1080/02757259009532107
- WENNINGER, J., UHLENBROOK, S., TILCH, N., LEIBUNDGUT, C., 2004, "Experimental evidence of fast groundwater responses in a hillslope/floodplain area in the Black Forest Mountains, Germany", **Hydrological Processes**, v. 18, n. 17, pp. 3305-3322. doi: 10.1002/hyp.5686
- WEHR, T., ATTEMA, E., 2001, "Geophysical validation of ENVISAT data products", **Advances in Space Research**, v. 28, n. 1, pp. 83-91. doi: 10.1016/S0273-1177(01)00297-6
- WHITING, G. J., CHANTON, J. P., 2001, "Greenhouse Carbon Balance of Wetlands: Methane Emission versus Carbon Sequestration", **Tellus Series B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 53, n. 5, p. 521-528. doi: 10.1034/j.1600-0889.2001.530501.x
- WINGHAM, D. J., RAPLEY, C. G., GRIFFITHS, H., 1986, "New techniques in satellite altimeter tracking systems", **Proceedings of IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8-11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254**, p. 1339-1344.
- WITTMANN, F., PAROLIN, P., 1999, "Phenology of six tree species from central Amazonian várzea", **Ecotropica**, v. 5, pp. 51-57.
- WITTMANN, F., JUNK, W. J., PIEDADE, M. T. F., 2004, "The várzea forests in Amazonia: flooding and the highly dynamic geomorphology interact with natural forest succession", **Forest Ecology and Management**, v. 196, n. 2-3, pp. 199-212. doi:10.1016/j.foreco.2004.02.060
- WMO – World Meteorological Organization, 2003, *Report of the GCOS/GTOS/HWRP Expert Meeting on Hydrological Data for Global Studies*. In: K.D. Harvey and W. Grabs (eds) Report GCOS 84 and Report GTOS 32, WMO/TD – No. 1156. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.
- WMO – World Meteorological Organization, 2004, **World Climate News, June 2004 N° 25**. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.
- ZALEWSKI, M., JANAUER, G.A., JOLANKAI, G., 1997, *Ecohydrology. A New Paradigm for the Sustainable Use of Aquatic Resources*, IHP-V, Technical Documents in Hydrology, n. 7, Paris, France: UNESCO.

- ZHANG, C., FRANKLIN, S. E., WULDER, M. A., 2004, "Geostatistical and texture analysis of airborne-acquired images used in forest classification". ***International Journal of Remote Sensing***, 25, n. 4, pp. 859–865. doi: 10.1080/01431160310001618059
- ZELLI, C., 1999, "ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter : Instrument design and pre-launch performance assessment review", ***Acta Astronautica***, v. 44, pp. 323-333. doi: 10.1016/S0094-5765(99)00063-6
- ZIEGER, A. R., HANCOCK, D. W., HAYNE, G. S., PURDY, C. L., 1991, "NASA radar altimeter for the TOPEX/POSEIDON project", ***Proceeding of the IEEE***, v. 79, n. 6, pp. 810-826, doi: 10.1109/5.90160
- ZWALLY, H. J., BRENNER, A. C., MAJOR, J. A., BINDSCHADLER, R. A., MARSH, J., 1989, "Growth of Greenland ice sheet : Measurement", ***Science***, v. 246, n. 4937, pp. 1587-1589. doi: 10.1126/science.246.4937.1587
- ZWALLY, H.J., BRENNER, A.C., 2001, "Ice sheet dynamics and mass balance". In: (Ed.) FU, L. L.; CAZENAVE, A. ***Satellite Altimetry and Earth Science, A Handbook of Techniques and Applications***. London (UK), Academic Press. 464p.
- ZWALLY, H. J., SCHUTZ, B., ABDALATI, W., ABSHIRE, J., BENTLEY, C., BRENNER, A., BUFTON, J., DEZIO, J., HANCOCK, D., HARDING, D., HERRING, T., MINSTER, B., QUINN, K., PALM, S., SPINHIRNE, J., THOMAS, R., 2002, "ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land", ***Journal of Geodynamics***, v. 34, n. 3-4, pp. 405-445. doi: 10.1016/S0264-3707(02)00042-X

ANEXOS

ANEXO A – RÉSUMÉ ÉTENDU

Cette thèse propose le développement d'une méthodologie d'utilisation des données d'altimétrie satellitaire radar pour l'analyse de la variation spatio-temporelle des processus hydriques dans les zones humides du bassin Amazonien. Etant donné le faible nombre de travaux publiés sur le sujet pour les eaux continentales, ce travail a inclus une validation extensive des données d'altimétrie satellitaire des missions ENVISAT et ERS-2, sur divers objets du bassin Amazonien. Nous avons utilisé une méthode originale permettant une sélection fine en 3D des mesures et l'application de corrections de mesures inclinées. Cette méthode a permis d'améliorer sensiblement la qualité des séries de niveau d'eau. Les séries temporelles altimétriques ont été alors couplées avec des images MODIS pour l'étude des variations de volumes stockés dans les zones humides et utilisées pour analyser la variabilité spatio-temporelle du cycle hydrologique à l'échelle des sous-bassins. Du point de vue de l'altimétrie satellitaire. Les validations conduites avec des traces entre elles au niveau de points de croisement ou des données *in situ* résultent en RMS qui varient de 12 à 226 cm pour ENVISAT (Ice-1 et Ice-2) et de 32 à 197 cm pour ERS-2 (Ice-2). Ces séries temporelles mettent en évidence la grande variabilité spatiale du cycle hydrologique, selon la connexion et la position relative entre les lits principaux, les lacs et les marécages. En ce qui concerne l'analyse intégrée d'altimétrie et d'images MODIS, elle a montré qu'il est possible de mettre en évidence la saisonnalité du cycle hydrique dans des zones humides à partir d'informations satellitaires.

Mots-clés: Altimétrie radar – hydrologie spatiale – zones humides – télédétection – bassin Amazonien - hydrométrie

1. CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUE

Les zones humides dans le bassin Amazonien

L'Amazonie s'étend sur sept pays sur une surface correspondant à 37% de l'Amérique du Sud soit 6 112 000 km² (Guyot *et al.* 1999). Le bassin est limité à l'ouest et au sud-ouest par la cordillère des Andes, au nord, par le bouclier Guyanais et à l'est et au sud-est par le bouclier brésilien. La longueur totale de l'Amazone est de 6 992,15 km, ce qui en fait le plus long fleuve du monde, et avec un débit moyen de 238.000 m³.s⁻¹ (Ronchail *et al.*, 2006), le fleuve le plus important. La plaine alluviale du bassin Amazonien présente une déclivité extrêmement faible de 1 à 3 cm/km (Guyot *et al.* 1993 et 1994). En période de hautes eaux, les eaux de surface des grands fleuves entrent dans les lacs et inondent les espaces inter fluviaux qui agissent comme des réservoirs naturels. Ces eaux peuvent y rester plusieurs mois jusqu'à la décrue, au cours de laquelle ces zones de rétention d'eau se

vidangent de nouveau dans les fleuves, limitant ainsi les valeurs extrêmes de crue et d'étiage.

Ces zones, en position d'interface et de transition entre les milieux atmosphériques, terrestres et aquatiques proprement dits, se caractérisent par de petites profondeurs d'eau, des sols hydromorphes ou non évolués et une végétation dominante composée de plantes hydrophiles au moins pendant une partie de l'année. Enfin, elles nourrissent et protègent une grande variété d'espèces animales très dépendantes de ces milieux. Aussi, ces zones sont importantes pour la santé, le bien-être et la sécurité des populations qui vivent à leurs abords ou à proximité. A la différence d'autres régions hydrologiques qui, pour leur utilisation, exigent des interventions et des investissements, les zones humides présentent l'avantage de pouvoir être utilisées telles quelles. Il n'est donc pas surprenant que l'attention mondiale se soit portée sur ces zones et sur les services qu'elles rendent à l'environnement, comme en atteste l'existence d'une convention internationale spécifique (*e. g.*, Secrétariat de la Convention de Ramsar, 2006). Cette convention a été ratifiée actuellement par plus de 123 pays, y compris le Brésil, qui a approuvé son texte en 1992. Le Brésil contient, sur son territoire, d'énormes étendues humides, parmi lesquelles celles du bassin Amazonien, qui constituent un réseau complexe de lacs plus ou moins temporairement connectés au lit principal des fleuves, et couvrant une surface totale estimée entre 91 000 (Sippel *et al.* 1998) et 300 000 km² (Junk, 1983). L'importance des zones humides a été récemment confirmée par Hess *et al.* (2003) dans une étude consacrée à la région centrale du bassin, sur une bande de 18° de longitude et 8° de latitude, incluant le fleuve Amazone et ses affluents.

Ces dernières décennies, la nécessité de répondre à des questions scientifiques comme par exemple l'impact des changements climatiques ou les flux de contaminants dans l'eau, dans l'air et dans les milieux poreux, a donné lieu à une série de discussions sur la compréhension des systèmes hydriques, intégrant dans la problématique l'hydrologie superficielle et souterraine. Les modélisations hydrauliques ou hydrologiques permettent de simuler des séries temporelles de variables hydrologiques comme le débit à l'exutoire, mais cela exige une connaissance approfondie des processus physiques qui se produisent à des échelles spatiales et temporelles très différentes, connaissance qui n'est pas toujours disponible. De fait, le problème de compréhension et de prévision des effets du changement climatique exige de prendre le bassin hydrographique comme composante d'un système dynamique et hautement complexe, tenant compte du rôle essentiel des zones humides, de par leurs fonctions hydrologiques, biogéochimiques, patrimoniales et paysagères dans l'hydrologie locale (Birkett, 1995). Les zones humides, plus que tout autre écosystème, ont été et continuent d'être détruites et modifiées par les activités humaines. Quand les effets des changements climatiques se feront sentir sur les écosystèmes, la capacité de ces zones à s'adapter à l'évolution des conditions environnementales, ainsi qu'au rythme accéléré des changements, sera crucial pour tous, tant pour les sociétés humaines que pour les espèces sauvages. Les causes directes de ce risque de disparition ou de changements résultent

souvent d'un mélange d'ignorance de l'importance de ces secteurs, de pressions culturelles, économiques et de décisions politiques. Une zone humide peut survivre à l'expansion urbaine, mais, si elle est dégradée, elle ne pourra plus offrir les mêmes avantages (Secrétariat de Convention de Ramsar, 1998). La portée de la majorité des mesures mises en œuvre se trouve conditionnée, en grande partie, par une meilleure compréhension du fonctionnement de ces écosystèmes, de leurs fonctions et de leur valeur socio-économique.

Intérêt de l'application des données spatiales pour la modélisation de phénomènes difficilement observables directement

La modélisation d'un système hydrologique suppose un suivi homogène et continu des données pluviométriques, des niveaux d'eau dans les lacs et fleuves du bassin considéré, des mesures de débit et de variation de la surface inondée pendant les périodes de crue et d'étiage (Alsdorf *et al.*, 2001). Peu de zones humides disposent de tout ou partie de ces données (Calmant et Seyler, 2006). Le système d'informations hydrologiques HidroWeb, maintenu par l'Agence Nationale de l'Eau du Brésil – ANA, met à disposition gratuitement les données de niveau d'eau de différentes stations hydrométéorologiques dans la partie brésilienne du bassin amazonien, soit 435 stations de jaugeage traditionnelles et 393 stations télémétriques (ANA, 2008) et publie des valeurs de débit déduites de ces niveaux. La mise à jour des séries peut prendre de 6 à 12 mois, temps de la collecte des mesures auprès des observateurs et de leur vérification. Ces données ne concernent pas les zones humides et pour ce qui est des fleuves, elles sont restreintes aux sections où il est possible de mesurer aussi le débit, de façon à permettre le calcul de courbes de tarages (relations hauteur-débit).

Dans le contexte de cette étude, nous montrons une alternative aux données classiques, par l'emploi de données altimétriques de hauteur d'eau issues des radars altimétriques, ainsi que de l'utilisation conjointe de ces données avec de l'imagerie satellitaire, en particulier pour la caractérisation des variations de volume dans les zones humides.

Un problème important est de transformer les grandeurs de hauteurs et surfaces d'eau, telles que mesurées par les satellites, en variables assimilables par une modélisation des processus hydrologiques des zones humides. Par exemple pour évaluer dans quelle mesure l'échantillonnage spatial et temporel de hauteurs d'eau et d'extension des surfaces en eau est-il suffisant pour suivre les variations spatiales et temporelles des inondations dans le bassin étudié, vu que les résolutions sont typiquement de l'ordre de la centaine de kilomètres et de trente cinq jours pour les hauteurs d'eau et d'ordre hectométrique et hebdomadaire pour les surfaces inondées.

Si la procédure normale est d'adapter l'échantillonnage de façon à répondre aux exigences de la représentation des phénomènes, cette méthodologie ne s'applique pas au cas des données spatiales, où le type de mesure et les fréquences d'échantillonnage dans

l'espace et dans le temps sont régis par des contraintes (lois de la mécanique céleste et limitations de la télédétection) indépendantes de la problématique scientifique. Une manière complémentaire consiste à essayer d'adapter la schématisation des processus aux données existantes. Cette alternative permet de repenser le niveau de complexité des relations fonctionnelles des processus pour les rendre compatibles avec la nature des informations disponibles.

Les difficultés de suivi instrumental des zones humides constituent un second point d'intérêt de l'étude, vu que le suivi instrumental est historiquement réalisé à partir de réseaux hydrologiques organisés au niveau national, avec un coût d'installation et de manutention très élevé (Alsdorf, 2001). Quand les données existent, il peut y avoir des périodes dans la série où les données sont incohérentes (Calmant et Seyler, 2006), limitant la compréhension des variabilités et des incertitudes qu'impliqueraient une prévision du cycle hydrologique de ces secteurs.

Les récentes avancées réalisées dans l'acquisition et dans le traitement des données spatiales, en particulier l'altimétrie spatiale, rendent possible la réalisation d'un grand nombre de mesures nécessaires pour la quantification des flux d'eau et de la capacité de transport ou de sédimentation des fleuves, en utilisant les données de divers satellites et autres mesures complémentaires, et en étant potentiellement la seule source d'information pour déterminer l'étendue des zones humides du bassin amazonien. En outre, l'évolution récente vers une distribution rapide des données satellitaires permet d'entrer dans une nouvelle phase, celle de l'utilisation des données spatiales pour compléter et optimiser les réseaux hydrométriques des grands bassins hydrographiques.

Cependant, ces nouvelles données ont besoin de beaucoup d'études méthodologiques pour atteindre le niveau de fiabilité nécessaire pour être intégrées dans les publications officielles de niveaux d'eau des rivières (le problème est moins crucial pour les lacs). Les études réalisées jusqu'à ce jour avec des données de TOPEX/Poséidon montrent quelques limitations à l'utilisation de cette technique:

- la comparaison avec des stations hydrométriques montre que les séries temporelles de hauteur d'eau réalisées à partir des mesures de TOPEX/Poséidon avaient une précision de l'ordre de 30 cm à 50 cm (d'Oliveira Campos, 2001 ; Birkett *et al.*, 2002 ; Maheu *et al.*, 2003); et
- l'échantillonnage est meilleur pendant les périodes de hautes eaux qu'en basses eaux (Birkett, 1998 ; d'Oliveira Campos *et al.*, 2001).

Calmant et Seyler (2006) relie ces problèmes à:

- la tache au sol de l'altimètre, qui s'étend sur plusieurs kilomètres carrés et qui est bien adaptée pour la surface océanique, présente, dans le cas des fleuves, une contamination du signal par des échos parasite (*i.e.*, marges du fleuve, îles, végétation en bordure); et

- la forme d'onde (FO, distribution temporelle de l'énergie radar réfléchi et reçu à bord du satellite) est très différente du cas océanique et est très mal traitée par les algorithmes initialement développés pour la détermination du temps aller-retour de l'impulsion radar (appelé *range* une fois converti en distance parcourue) au-dessus d'une surface océanique.

Une des questions essentielles auxquelles ce travail se propose de répondre est de savoir s'il est effectivement possible de contourner ces deux difficultés pour bénéficier au mieux de l'information contenue dans les échos radar en termes de hauteur d'eau en milieu continental. Nous montrons que des séries temporelles de bien meilleure qualité que ce qui était trouvé par les premiers auteurs peuvent être calculées si d'une part, on part de mesures du *range* déterminées par d'autres algorithmes que celui initialement utilisé pour le calcul en domaine océanique et qu'on applique des traitements spécifiques comme la rectification de mesures inclinées, et si d'autre part on effectue une sélection des données à la fois géographiquement (intersection entre la trace satellite et un cours d'eau) mais aussi dans le plan de la section du fleuve (considérant que le lit du fleuve n'a pas la même largeur en hautes eaux qu'en basses eaux et de que des îles peuvent apparaître en dessous d'un certain niveau d'eau)

2. OUTILS ET METHODES

Pour atteindre l'objectif proposé, notre travail a essentiellement porté sur :

- l'amélioration de la sélection des données altimétriques;
- la validation des séries temporelles altimétriques, entre autres en utilisant des données *in situ*;
- l'estimation des variations de hauteur de la lame d'eau qui transite entre les zones humides et les fleuves adjacents, à partir des données d'altimétrie spatiale;
- l'extension totale et la distribution des secteurs inondés au long de zones humides à travers des images MODIS et donc des volumes d'eau qui sont temporairement stockés dans ces zones;
- le nivellement des échelles (séries *in situ*) à partir des données altimétriques dans le but de connaître la pente des lignes d'eau; et
- l'élaboration des relations et des profils hydrologiques associant les zones humides dans les bassins étudiés.

Diverses données et outils ont été utilisés dans une perspective multidisciplinaire.

Les données

1. Les données altimétriques de hauteur d'eau;
2. Les données de niveau d'eau *in situ*; et
3. Les images SAR JERS-1 (radar) et MODIS (optique);

Les outils

1. Les systèmes d'information géographique (SIG), outil central pour la manipulation des données spatiales, ont été utilisés pour permettre une sélection plus raffinée des données altimétriques.
2. La télédétection constitue un outil puissant pour la caractérisation spatiale de grandes étendues, comme les zones humides de l'Amazonie. Les images en période de basses eaux permettent de caractériser physiquement la plaine, tandis que les images en période de hautes eaux permettent de délimiter les surfaces d'inondation et donc de déterminer les volumes stockés dans ces zones humides par croisement avec les données altimétriques.

3. RÉSULTATS

3.1. STATIONS VIRTUELLES

L'ensemble des stations virtuelles créées dans le cadre de cette thèse est représenté dans la Figure 1 par des points jaunes.

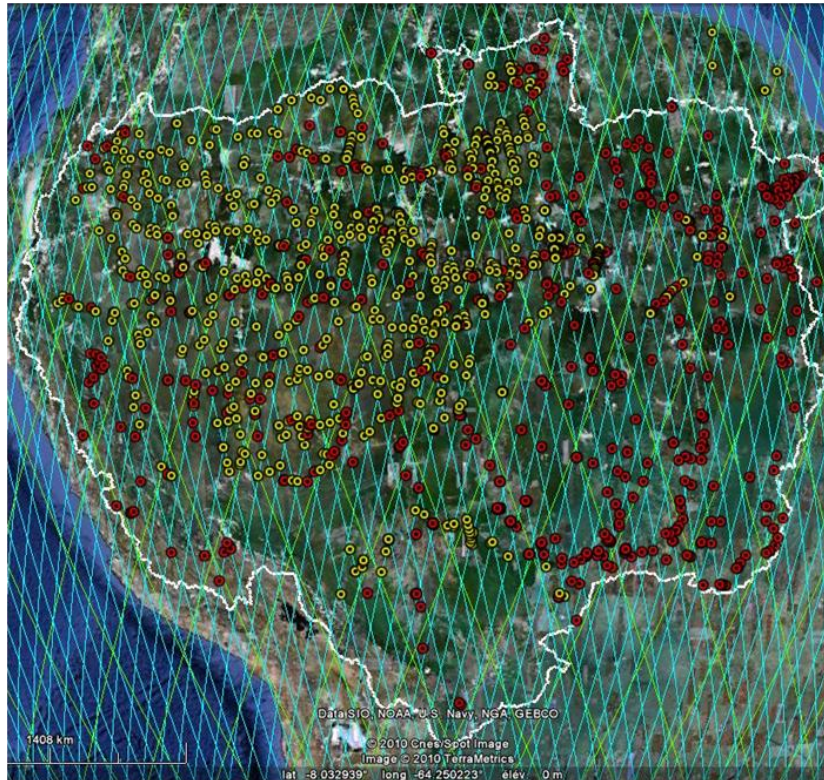


Figure 1 - Localisation de la région d'étude avec la couverture des satellites ERS et ENVISAT (traces en bleu) et T/P (en vert), des stations virtuelles (points en jaune) et des stations *in situ* (point en rouge). Mosaïque d'images *Google Earth*. Le contour blanc est celui du bassin hydrographique de l'Amazonie.

Dans Silva *et al.* (soumis, 2009a) sont présentées 14 séries temporelles de hauteurs d'eau utilisant les mesures provenant des *retrackers Ice-1* (T/P), *Ice-2* (ERS-2) et *Ice-1* et *Ice-2* (ENVISAT) dans 7 zones humides du bassin Amazonien. Les Figure 2 et 3 présentent un exemple de construction d'une série temporelle composite (T/P, ERS-2 et ENVISAT) sur un petit lac de 600 km² faisant partie de la zone d'inondation du Rio Madeira, le lac Curupira. Elles illustrent l'importance qu'il y a à avoir une vision tridimensionnelle (en plan et en coupe) des profils altimétriques passage après passage pour optimiser la sélection des données.

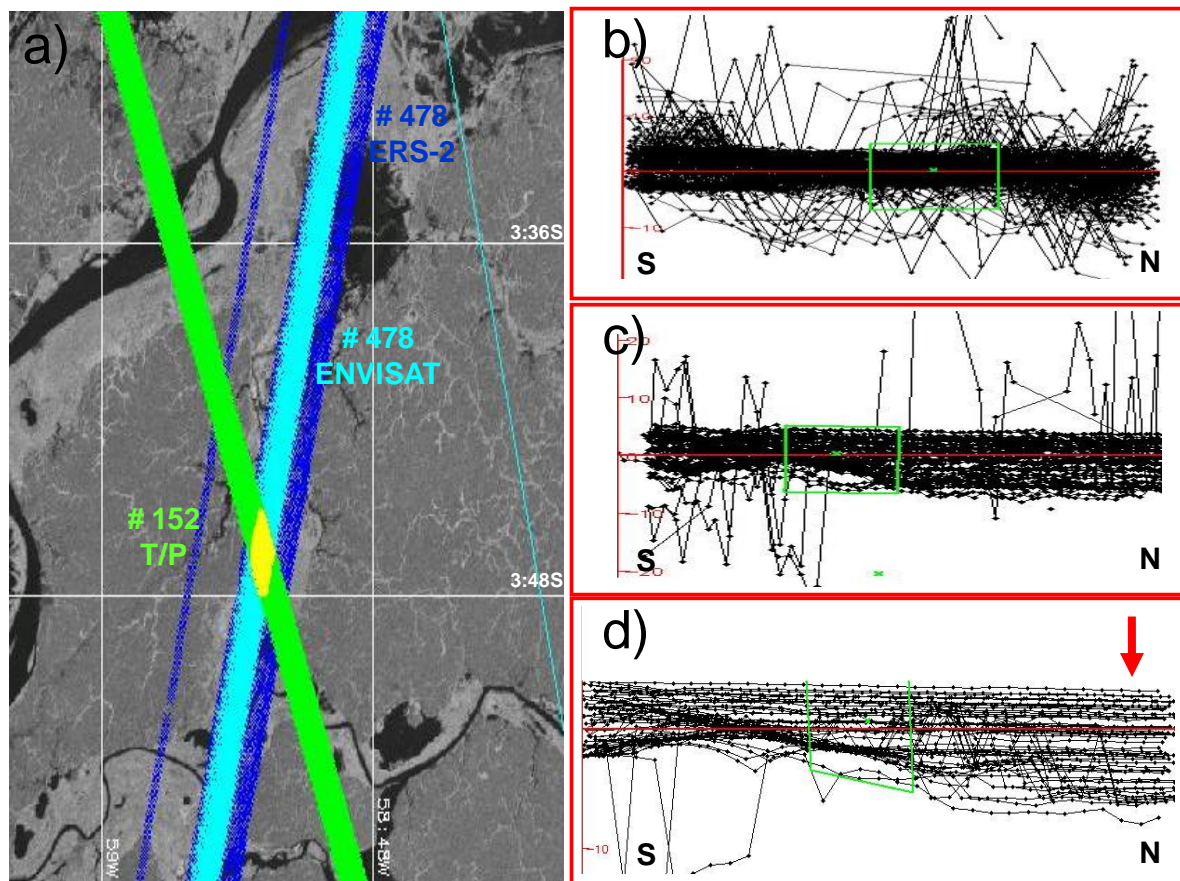


Figure 2 – Station virtuelle dans le lac Curupira (sous le point de croisement entre les traces)

a) Trajectoires des satellites T/P trace 152 en vert, ERS-2 trace 478 en bleu foncé et ENVISAT trace 478 en bleu clair. Le fond de carte est la mosaïque d'images JERS-1 haute eaux (les eaux libres apparaissent en noir et la forêt inondée en gris clair).

b), c) et **d)** Profils altimétriques le long des traces. Chaque ligne noire représente un passage du satellite, tous les 10 jours pour T/P, tous les 35 jours pour ERS-2 et ENVISAT. Au point de croisement des trois satellites (en jaune dans la figure **a**) et encadrés verts dans les vues **b), c)** et **d)**. Le lac est à sec en basse eaux (les profils présentent une déclivité qui reflète en fait le fond du lac et non plus un niveau d'eau). La zone ainsi sélectionnée ne permettrait pas de récupérer l'intégralité de la plage de variation du niveau d'eau dans le lac. Sur les profils ERS-2 et ENVISAT, la partie profonde est bien échantillonnée plus au Nord et la sélection doit être faite à cet endroit (flèche rouge) et non au point de croisement. D'après Silva *et al.* (soumis, 2009a).

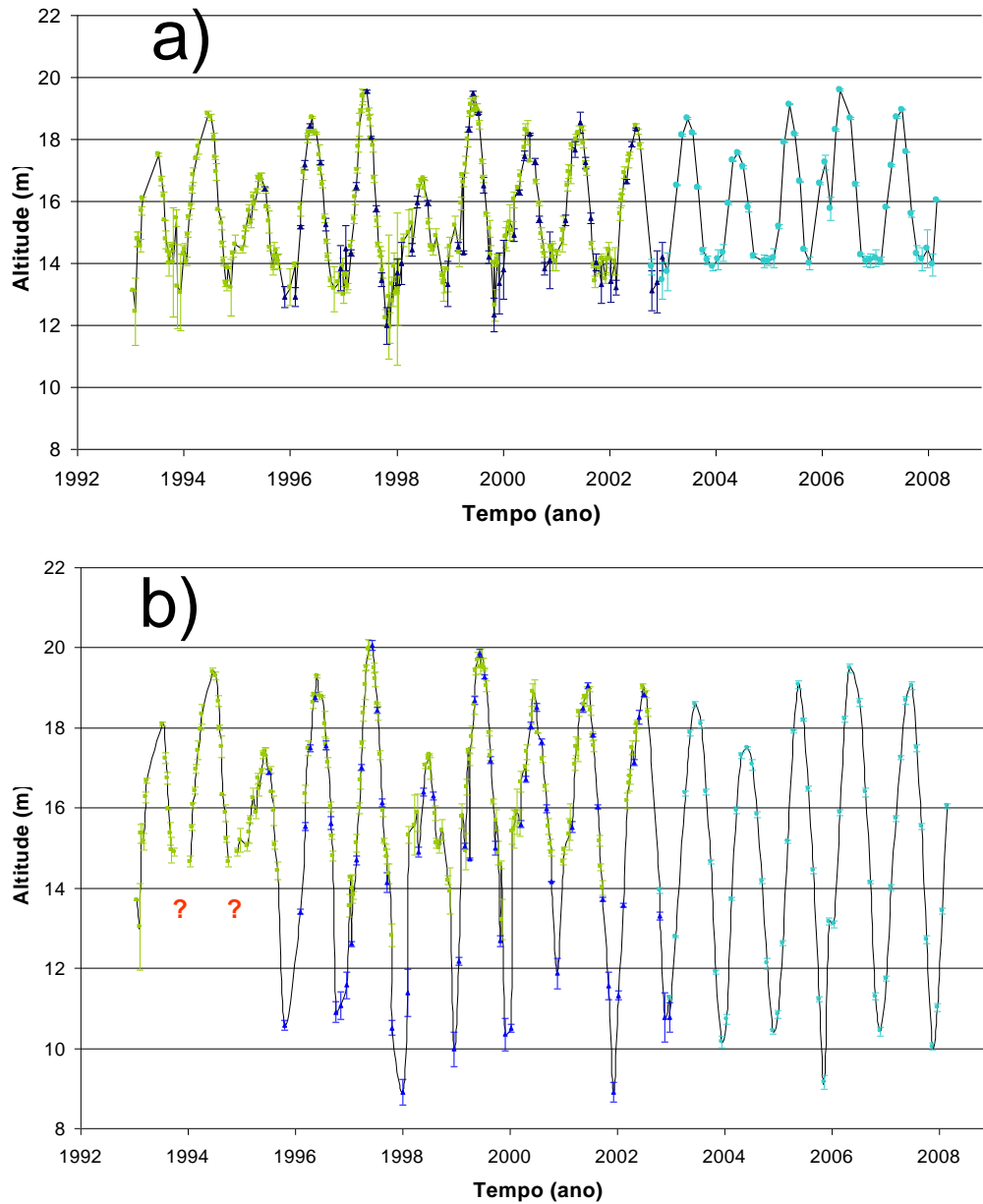


Figure 3 – Séries temporelles altimétriques au lac Curupira. En vert les mesures T/P (*Ice-1*), en bleu foncé les mesures ERS-2 (*Ice-2*) et en bleu clair les mesures ENVISAT (*Ice-1*), **a)** pour une extraction au point de croisement et **b)** pour une extraction au nord du point de croisement des trois satellites. Noter la bonne cohérence des valeurs pendant les périodes de recouvrement d'ERS-2 avec T/P (entre 1996 et 2002) puis avec ENVISAT (fin 2002). Les points d'interrogation en rouge indiquent une importante coupure de la série temporelle. L'amplitude totale du signal de variation de hauteur est beaucoup mieux restituée dans la figure **b)** que dans la Figure **a)**. D'après Silva *et al.* (soumis, 2009a).

3.2. LA VALIDATION DES STATIONS VIRTUELLES

La validation de la méthodologie développée et expérimentée dans le contexte de cette thèse pour l'élaboration des séries temporelles au niveau des stations virtuelles est effectuée par des études comparatives développées par Roux *et al.* (2010). Pour cette analyse comparative ont été utilisées 43 stations virtuelles ont été utilisées, utilisant des données ENVISAT traitées par l'algorithme *Ice-1* (dans des fleuves du bassin du rio Negro). Trois méthodes d'élaboration des séries temporelles ont été comparées dans cette étude: 1) la méthode manuelle (MANU) développée dans cette thèse, 2) une méthode (AUTO-JERS) semi-automatique utilisant un masque provenant des images JERS-1, et 3) une méthodes complètement automatique (AUTO-SRTM) utilisant le modèle numérique du terrain provenant de la mission *Shuttle Radar Topography Mission* (le SRTM) et une estimation de la largeur du fleuve à partir du réseau hydrologique élaborée à partir du SIG GRASS. Six aspects ont été étudiés, à savoir: le nombre et la localisation des stations virtuelles; la forme et la complexité des choix géographiques en fonction de la méthode; le nombre de points sélectionnés dans chaque cycle; la hauteur du niveau d'eau mesuré et sa précision.

Le réseau de drainage obtenu avec le SRTM ne reproduit pas la complexité de la morphologie du fleuve, la présence des îles par exemple. Ceci explique que les choix résultant de la méthode (AUTO-SRTM) peuvent être très différents de ceux fournis par les deux autres méthodes. Une autre limitation de la méthode AUTO-SRTM est que la ligne obtenue au moyen de la méthode d'accumulation d'écoulement ne coïncide pas nécessairement avec la ligne d'égale distance de deux berges du fleuve. Ainsi la méthode représente seulement une morphologie ramenée à une moyenne du fleuve et ne peut pas prendre en considération la variabilité de morphologie du fleuve. D'un point de vue géographique, tous ces inconvénients conduisent aux identifications incertaines de la localisation du fleuve. Néanmoins, AUTO-SRTM est une méthode complètement automatique qui fournit globalement des résultats comparables à ceux de la méthode manuelle, plus subjective qui va produire des résultats moins reproductibles. D'ailleurs, la plupart des contradictions concernant le réseau de drainage peuvent être résolues en lissant auparavant le MNT (Grohmann, *et al.*, 2007) ou en forçant les sens d'écoulement aux endroits connus du fleuve comme proposé en Hutchinson (1989), Saunders (1999) et Getirana *et al.* (2007). Ces approches amélioreraient la fiabilité de réseau de drainage et par conséquent la définition des stations virtuelles.

En ce qui concerne la procédure de sélection 3D manuelle (MANU), si les zones inondables touchent le fleuve, des données liées à ces zones inondables au cours des périodes d'hautes eaux tendent à être choisies (à moins que le choix géographique effectué pendant la première étape de ce procédé exclut des zones inondables). Ceci explique pourquoi quelques données altimétriques choisies sont éloignées du canal de fleuve. Avantage important, la méthode MANU permet de gérer les mesures inclinées (l'effet *off-nadir*) ce qui n'est encore pas possible avec les méthodes automatiques. Il résulte de cette

étude que les séries manuelles restent actuellement le meilleur moyen d'extraire les hauteurs altimétriques au-dessus des fleuves. Cependant, il est clair que sa lourdeur ne peut en faire une solution définitive et qu'elle doit être surtout considérée comme une référence de qualité vers laquelle doivent tendre les méthodes automatiques.

3.3. LE TRAITEMENT DES DONNÉES ALTIMÉTRIQUES

3.3.1. L'EFFET OFF-NADIR

Le principe de la mesure inclinée (off-nadir) correspond au fait que l'énergie dominante dans l'écho à partir de laquelle va s'effectuer la détermination du temps aller-retour provient de zones réfléchissantes situées au bord de la zone illuminée par l'impulsion radar et non du nadir (Frappart *et al.*, 2006). Un rappel de la géométrie de la mesure inclinée est donné dans Silva *et al.* (*in press* 2010). Un exemple de profil altimétrique passant au dessus d'un cours d'eau et affecté d'effet *off-nadir* est présenté en Figure 4. Aux cours des études développées dans cette thèse, il a fallu intégrer une telle correction à environ 40% de l'ensemble des stations virtuelles. Nous avons donc généralisé l'application de la correction et surtout développé une sélection appropriée des mesures à auxquelles la correction devait être appliquée. Un résultat important de ce travail est donc d'avoir mis en évidence qu'il est absolument indispensable de prendre en compte ce problème pour faire des séries temporelles en domaine continental (Silva *et al.*, *in press* 2010). Les exemples présentés utilisent aussi bien les mesures provenant des *retrackers Ice-1* que *Ice-2*. Nous montrons là que cet effet n'est donc pas spécifique à un algorithme de *retracking* mais qu'il est bel et bien lié à la mesure elle même.

3.3.2. LES SÉRIES TEMPORELLES ALTIMÉTRIQUES

3.3.2.1. LA VALIDATION INTERNE

Les croisements entre les traces des satellites sur un même plan d'eau sont d'importantes occasions pour valider la qualité des données altimétriques, vu que cette configuration constitue le seul moyen d'évaluer l'erreur de mesure indépendamment de tout autre mesure (technique dite des « écarts aux points de croisements » largement utilisée en géodésie marine). Cinq exemples de croisement de traces des satellites ENVISAT et ERS ont été étudiés, en utilisant les données issues des *retrackers Ice-1* et *Ice-2*, pour les satellites ENVISAT et ERS-2, respectivement (Silva *et al.*, *in press* 2010).

Parmi ces 5 cas, 2 sont plus particulièrement intéressants car les passages ascendant et descendant se font à seulement 1.5 jours d'intervalle. Dans ce cas, on peut faire l'hypothèse – prudente – que le niveau a peu changé entre les deux passages et identifier la différence de hauteur à l'erreur de mesure (Tableau 1). Le premier cas est sur le Rio Pardo

(Figure 4). Au niveau du point de croisement, la rivière est très étroite, moins de 100 m de large, vu que le canal principal de la rivière fait moins d'un pixel sur l'image JERS. Le RMS entre les hauteurs est 18.3 et 40.3 cm pour ENVISAT (*Ice-1*) et ERS-2, respectivement. Ces résultats incluent la correction pour la pente de fleuve pour tenir compte du décalage de quelques km entre les deux traces et la correction de l'effet *off-nadir*. Le deuxième cas est situé au-dessus du rio Unini. La largeur de fleuve est d'environ 750m. Le RMS des différences est de 18 cm pour ENVISAT (*Ice-1*), comparable à celui du Rio Pardo, mais légèrement plus mauvais pour ERS-2, avec 52 cm.

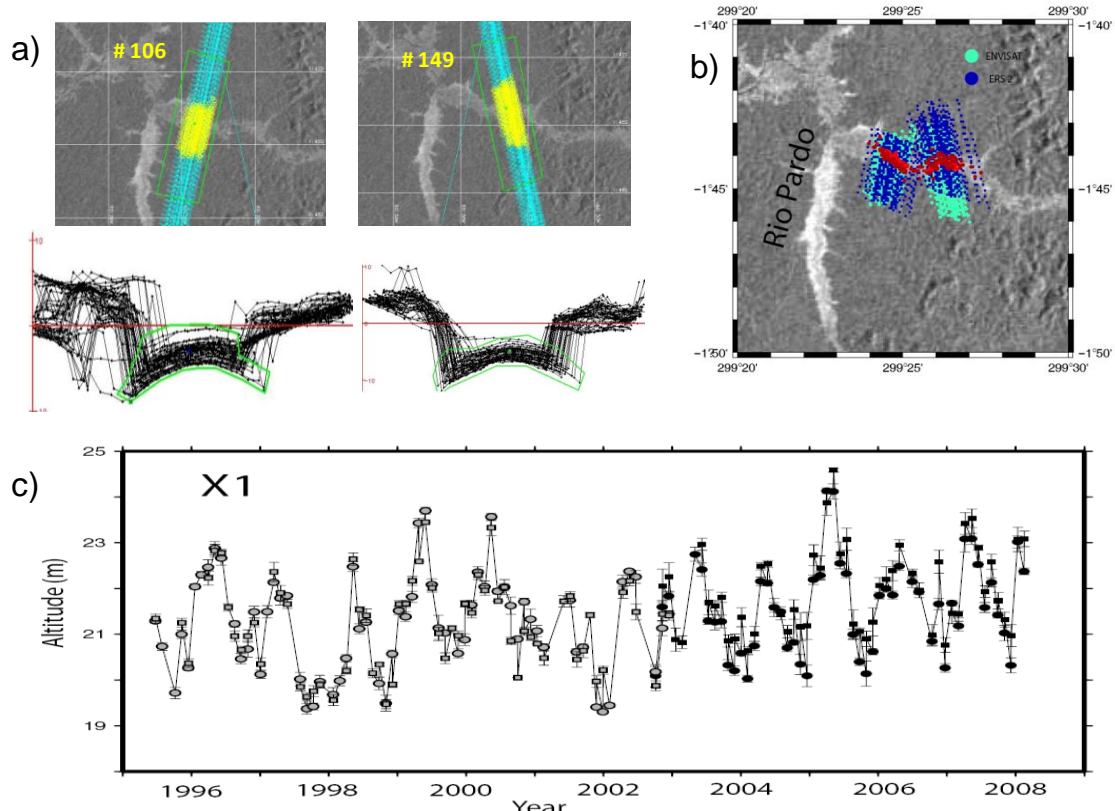


Figure 4 – Effet *off-nadir* sur les profils altimétriques au croisement des traces 106 et 149 ERS-2 et ENVISAT, sur le rio Pardo (bassin rio Negro). Le fond de carte est la mosaïque d'images JERS-1 haute eaux.

a) En haut localisation des mesures. En jaune, les points sélectionnés pour appliquer la rectification des profils (délimités par les polygones en vert sur les vues en coupe). Les vues en coupes permettent de voir que cet effet s'étend sur environ 4-5 km de part et d'autre de la rivière.

b) La rectification des profils se fait par ajustement d'une parabole (voir Silva *et al.*, *in press* 2010). Les points rouges correspondent à la position des sommets des paraboles, localisation théorique des mesures au nadir. Les mesures ERS-2 sont en bleu foncé et ENVISAT en bleu clair.

c) Série temporelle altimétrique composite ERS-2 – ENVISAT avec les deux traces. D'après Silva *et al.* (*in press* 2010).

Tableau 1 – Différence de RMS par cycle entre les point de croisement avec un court intervalle de temps entre les passages du satellite.

Virtual Station	Lag (days)	ENVISAT (cm) [# pairs]	ERS (cm) [# pairs]
Rio Unini	1.5	18 [46]	52 [46]
Rio Pardo	1.5	18.3 [48]	40.3 [58]

3.3.2.2. LA VALIDATION EXTERNE

3.3.2.2.1. LA COMPARAISON DIRECTE AVEC DES STATIONS *IN SITU*

La comparaison des séries temporelles altimétriques ERS-2 et ENVISAT avec des stations *in situ* a été effectuée pour 21 cours d'eau du bassin Amazonien, avec des largeurs d'intersection allant de plusieurs kilomètres à quelques dizaines de mètres. La comparaison a été effectuée sous forme de régressions linéaires entre les hauteurs données par les séries altimétriques et les hauteurs des stations *in-situ*. Les régressions linéaires ont été calculées indépendamment pour les *retrackers Ice-1* et *Ice-2* pour ENVISAT et *Ice-2* pour ERS-2. Nous avons séparé les cas où les stations *in situ* étaient au-dessous de la trace du satellite (en fait à moins de 2 kilomètres de la trace moyenne pour tenir compte de la taille de la tache au sol du faisceau radar) du cas où l'échelle était éloignée de la trace, jusqu'à un maximum de 30 km (Silva *et al.*, *in press* 2010).

Le cas où l'échelle était située sous la trace du satellite a été trouvé 5 fois dans le bassin (Tableau 2). Pour la série d'ENVISAT, le plus petit RMS trouvé pour le *retracker Ice-1* est 25 cm à Fazenda Boa Lembrança et le plus petit RMS se trouve pour le *retracker Ice-2* de 24 cm à Barrerinha, alors que la valeur du plus petit RMS trouvé pour la série ERS-2 est 41 cm seulement, aussi à Fazenda Boa Lembrança. Pour la série ERS-2, les plus grands RMS sont de 1.43 m et 1.98 m à Barreirinha et Prosperidade, respectivement. Les meilleurs et plus mauvais ajustements sont obtenus à la même station (Barrerinha). Ceci suggère que l'endroit du croisement entre la voie et le canal de fleuve et son environnement influencent la qualité de la série altimétrique. En ce qui concerne les résultats d'ENVISAT, les résultats obtenus utilisant le *retracker Ice-2* sont aussi bons que ceux obtenus utilisant le *retracker Ice-1*. Les valeurs du coefficient de régression linéaire entre séries altimétriques et chroniques *in-situ* trouvés dans le cas où l'échelle était située sous la trace du satellite varient entre 0.977 à 1.008 pour la série d'ENVISAT *Ice-1*, 0.969 à 1.006 pour la série d'ENVISAT *Ice-2* et de 0.788 à 0.993 pour la série d'ERS-2 *Ice-2*.

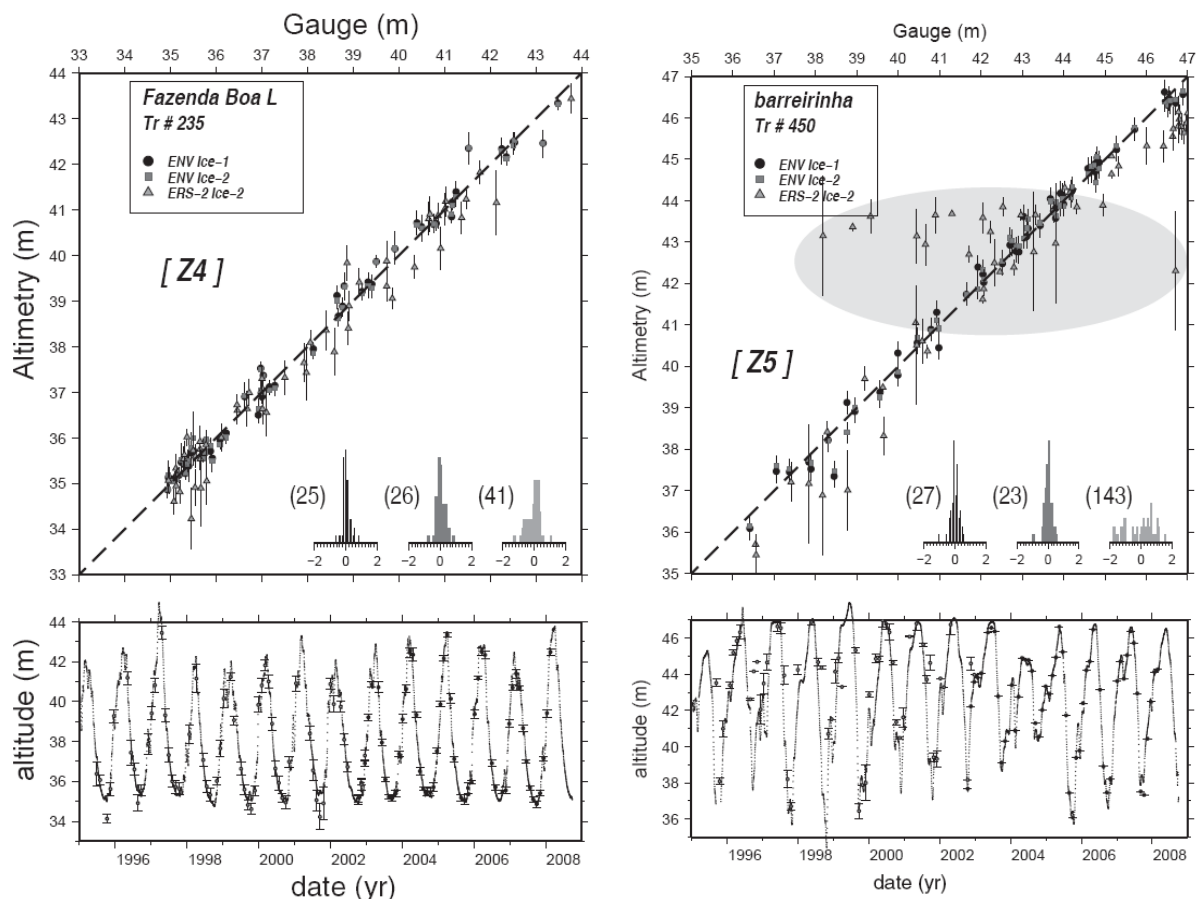


Figure 5 – Régressions pour les traces passant au-dessus des stations *in situ* Fazenda Boa Esperança (Z4) et Barreirinha (Z5). La ligne pointillée diagonale représente l’ajustement parfait, de pente 1. Les RMS sont donnés entre parenthèses à côté des histogrammes des résidus, en cm. D’après Silva *et al.* (*in press* 2010).

La comparaison avec les mesures qui ne sont pas au-dessous de la trace ont été conduites pour des cas où la distance entre la mesure et la trace était au plus de 30 kilomètres et où aucun changement hydrologique n’était identifié entre le croisement de la trace et l’endroit de la mesure. 18 cas ont été trouvés et traités. Les résultats de la comparaison sont énumérés dans le Tableau 3. Ces résultats sont fortement variables. Le plus petit RMS, à savoir 12 cm, est trouvé à Pedras Negras pour la série d’ENVISAT *Ice-1*. Cependant, le coefficient de régression est sensiblement inférieur de 1, à savoir 0.842, 0.847 et 0.785 pour les séries ENVISAT *Ice-1*, *Ice-2* et séries d’ERS, respectivement. Ces coefficients sont assez cohérents entre eux mais cela suggère malgré tout une amplitude de variation très différente entre les séries altimétriques d’une part et la chronique *in-situ* d’autre part. Cet exemple est typique de la difficulté qu’il y a à comparer des séries éloignées l’une de l’autre. Le tableau 3 présente aussi un autre paramètre, E_s , qui donne le pourcentage de cycles valides. On peut voir que grâce à la méthode de sélection utilisée, d’une façon générale très peu de points ont été rejetés pour ENVISAT, un peu plus pour ERS-2 (jusqu’à 75 % de rejet à Principe da Beira). Par contre, certains points retenus sont clairement faux et auraient dû être écartés de la sélection (voir Silva *et al.*, *in press* 2010).

L'histogramme des différences de RMS entre séries altimétriques et chroniques *in situ* est montré sur la Figure 6, 70% de la série d'ENVISAT ont un RMS inférieur à 40 cm, alors que seuls 35% des séries ERS-2 dépassent ce seuil.

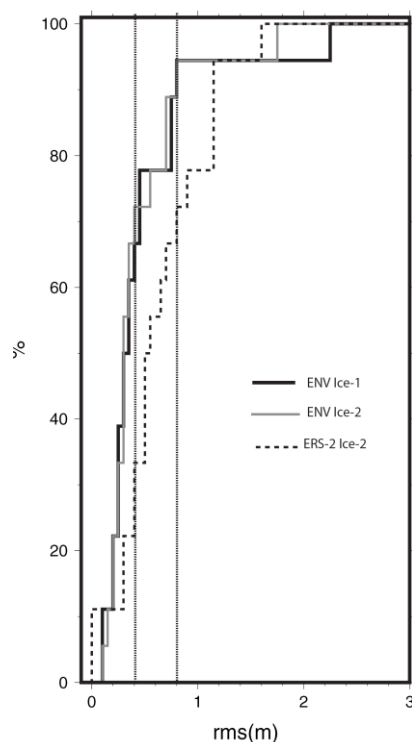


Figure 6 – Histogramme des différences de RMS entre séries altimétriques et chroniques *in situ*. D'après Silva *et al.* (*in press* 2010).

3.3.2.2.2. STATIONS *IN SITU* INSTALLEES ENTRE DEUX TRACES DU SATELLITE - *NULL-SLOPE*

Les lois fondamentales de l'hydrodynamique établissent que, *a priori*, l'altitude de la surface de l'eau d'un fleuve est toujours plus élevée en amont qu'en aval. Pratiquement, il est presque impossible d'utiliser cette règle simple pour vérifier directement la cohérence hydrodynamique de paires de séries temporelles altimétriques, vu que des traces différentes croisent très rarement un même fleuve à la même date en des lieux proches. Néanmoins, lorsque deux traces altimétriques forment des SVs qui encadrent une station *in-situ*, il devient beaucoup plus aisé de vérifier si cette contrainte d'altitude est bien vérifiée. Le principe du test est d'intercaler au mieux la station *in-situ* entre les séries temporelles altimétriques amont et aval (dont les hauteurs auront été converties en altitudes). Une fois le nivellement de la station *in-situ* ainsi réalisé, les points de la série temporelle altimétrique amont ne doivent jamais être en dessous de la hauteur *in-situ* à date identique et de la même façon, les points de la série temporelle altimétrique aval ne doivent jamais être supérieurs à la hauteur *in-situ* le même jour. Nous avons dénommé ce test *null-slope* pour signifier que ce que nous testions n'était en fait qu'au minimum, la pente entre une série altimétrique et la station *in-situ* nivelée devait être nulle et ne devait jamais s'inverser. A noter que ce test n'est pas complet, il ne détecte pas les valeurs trop basses de la série

altimétrique aval ni les valeurs trop hautes de la série altimétrique amont. De même, ce test est d'autant plus strict que les traces sont proches et que la pente est faible. Six cas sont présentés dans Silva *et al.*, (*in press* 2010), en utilisant 24 stations virtuelles provenant des algorithmes *Ice-1* et *Ice-2*, pour les satellites ENVISAT et ERS-2, respectivement.

L'exemple du cas de Jatuarana, sur le rio Amazonas, est présenté sur la Figure 7. La trace 607 croise le fleuve 14 kilomètres en aval de la station *in situ* et les trace 564 et 149 forment un point de croisement sur le fleuve 75 kilomètres en amont. Les mesures de la série temporelle *in situ* s'ajustent parfaitement entre les deux séries temporelles altimétriques avec une marge de 14 cm seulement. Par contre, des mesures visiblement trop hautes (série amont) ou trop basses (série aval) ne sont pas détectées par ce test.

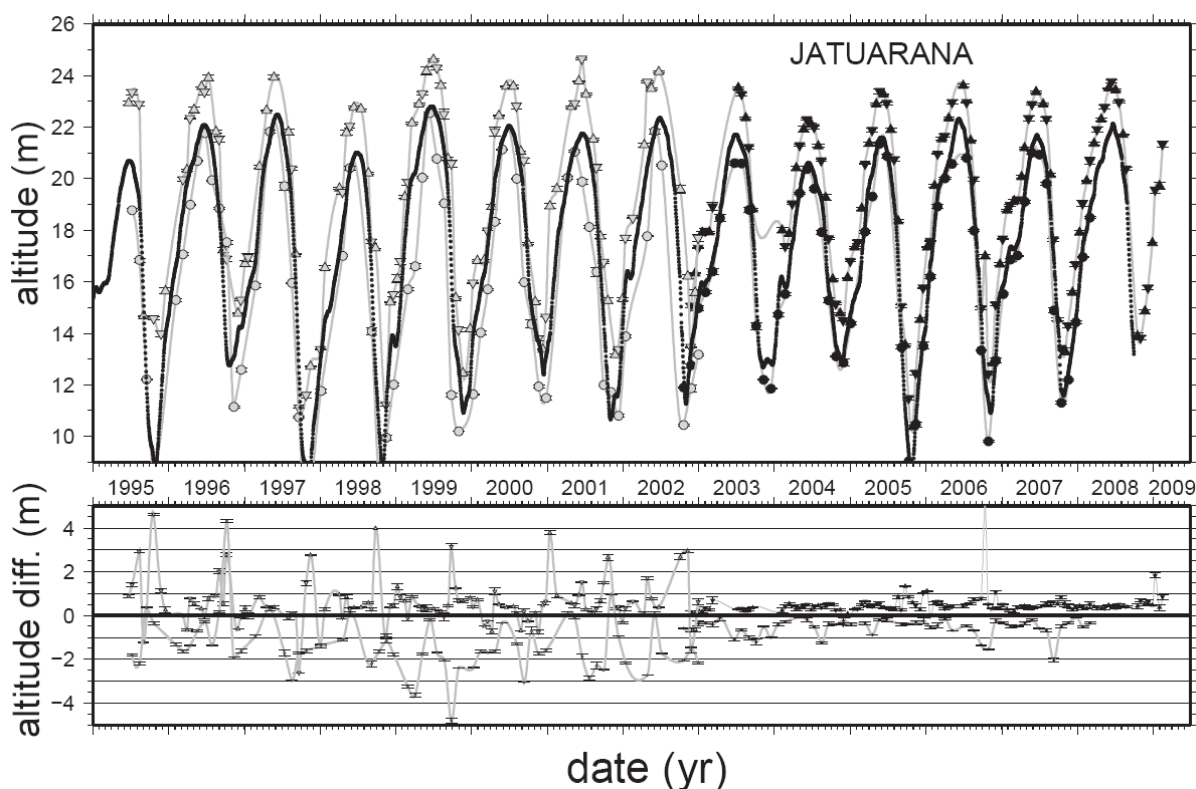


Figure 7 – Comparaison entre la station *in situ* à Jatuarana située entre les traces 607 en aval et les traces 564 et 149 en amont. Panneau supérieur: séries temporelles *in situ* et traces altimétrique. Les panneaux inférieurs montrent les différences entre les séries altimétriques et la série temporelle *in situ* (schématisée par le trait noir épais). D'après Silva *et al.* (*in press* 2010).

Tableau 2 – Statistique de la comparaison où les stations *in situ* étaient au-dessous de la trace du satellite.

Station	Track #	ENV (2002-2008)					ERS – 2 (1995-2002)					
		Ice-1 Slope coef	Ice-1 Z ₀	Ice-1 Δz	Ice-1 rms	Ice-2 Slope coef	Ice-2 Z ₀	Ice-2 Δz	Ice-2 rms	Ice-2 Slope coef	Ice-2 Δz	Ice-2 rms
Barrerinha (Rio Negro)	450	1.008 ± 0.014	31.760 ± 0.42	0.088	0.278	1.006 ± 0.013	31.815 ± 0.169	0.069	0.239	0.788 ± 0.088	2.322	1.43
Paricatuba (Rio Negro)	650	0.976 ± 0.012	7.809 ± 0.187	0.378	0.523	0.983 ± 0.008	7.643 ± 0.134	0.357	0.442	0.920 ± 0.036	1.25	1.07
Fazenda B. L. (Madeira)	235	0.993 ± 0.003	31.442 ± 0.024	0.043	0.249	0.985 ± 0.004	31.424 ± 0.025	0.096	0.256	0.973 ± 0.009	0.175	0.413
Sao Felipe (Rio Negro)	536	0.977 ± 0.005	59.005 ± 0.043	0.207	0.279	0.969 ± 0.005	58.937 ± 0.050	0.724	0.282	0.993 ± 0.018	0.066	0.517
Prosperidade (Rio Madeira)	192	1.004 ± 0.005	38.710 ± 0.056	0.037	0.398	0.993 ± 0.006	38.561 ± 0.069	0.061	0.441	0.863 ± 0.192	1.339	1.975

Tableau 3 – Statistique de la comparaison où les stations *in situ* étaient éloignées de la trace du satellite.

Station	Code	ENV (2002-2008)						ERS – 2 (1995-2002)		
		Ice-1			Ice-2			Ice-2		
		Slope	rms	Es	Slope	rms	Es	slope	rms	Es
Palmeiras	G1	1.016 ± 0.056	0.361	91	1.012 ± 0.059	0.369	91	0.982 ± 0.035	0.831	100
Santa Maria	G2	0.978 ± 0.026	0.810	91	0.985 ± 0.027	0.830	91	0.823 ± 0.103	1.193	98
São Paulo Olivença	G3	1.325 ± 0.179	0.802	91	1.263 ± 0.123	0.666	89	0.912 ± 0.051	1.163	100
	G4	1.039 ± 0.010	0.452	91	1.029 ± 0.017	0.577	91	1.039 ± 0.018	0.683	90
Ipiranga Novo	G5	1.002 ± 0.009	0.343	89	1.031 ± 0.010	0.345	89	0.952 ± 0.020	0.533	96
Barreira Alta	G6	0.964 ± 0.009	0.372	91	0.948 ± 0.009	0.374	91	0.914 ± 0.021	0.544	94
Fonte Boa	G7	0.948 ± 0.011	0.432	87	0.967 ± 0.003	0.237	85	0.954 ± 0.015	0.582	95
Serra do Moa	G8	1.325 ± 0.142	0.775	89	0.738 ± 0.124	0.722	87	1.481 ± 0.598	1.636	71
Beaba	G9	0.775 ± 0.16	2.259	91	0.867 ± 0.101	1.792	91	0.890 ± 0.038	1.196	97
	G10	1.009 ± 0.021	0.258	91	1.006 ± 0.028	0.295	91	0.982 ± 0.024	0.925	90
Arumã Jusante	G11	0.975 ± 0.002	0.225	86	0.9868 ± 0.002	0.235	87	1.017 ± 0.005	0.400	100
Missao Içana	G12	0.990 ± 0.006	0.298	91	0.963 ± 0.007	0.335	91	1.051 ± 0.013	0.442	82
Pimentairas	G13	1.010 ± 0.002	0.139	98	1.027 ± 0.003	0.164	98	1.021 ± 0.027	0.512	94
Pedras Negras	G14	0.842 ± 0.001	0.118	91	0.847 ± 0.001	0.119	91	0.785 ± 0.008	0.322	99
Príncipe da Beira	G15	1.020 ± 0.004	0.296	89	1.016 ± 0.006	0.338	89	0.989 ± 0.016	0.340	25
Fazenda Apurú	G16	1.054 ± 0.053	0.462	91	1.077 ± 0.045	0.427	91	N/A	N/A	74
Maloca Tenharim	G17	1.057 ± 0.0037	0.212	91	1.068 ± 0.005	0.254	91	1.043 ± 0.045	0.716	87
Urubu	G18	0.955 ± 0.012	0.317	91	0.947 ± 0.013	0.343	91	N/A	N/A	60

Tableau 4 – Nivellement des stations *in-situ* entre les traces du satellite amont et aval.

Station	Jatuarana (Rio Amazonas)	Barcelos (Rio Negro)	Manacapuru (Rio Solimões)	Maraá (Rio Japurá)	Seringal (Rio Purús)	Óbidos (Rio Amazonas)
Altitude du zero (m)	4.29 ± 0.07	17.37 ± 0.03	5.91 ± 0.07	27.72 ± 0.23	65.92 ± 0.5	4.018 ± 0.1
Pente (10 ⁻⁶ m/m)	29.7	21.0	20.5	41.2	48.4	22.6

3.4 APPLICATIONS HYDROLOGIQUES DANS DES FLEUVES

3.4.1 NIVELLEMENT DE STATIONS *IN SITU*

Des nivellements des stations *in situ* peuvent être réalisés de deux manières: nivellement direct en utilisant des mesures provenant de GPS ou indirect en utilisant des mesures altimétriques. Une comparaison entre la série temporelle de la station *in situ* localisée à Santa Maria do Boiaçu (Rio Branco) nivelée directement en utilisant des mesures GPS, et la série temporelle altimétrique de la trace 693 ENVISAT avec le *retracker Ice-1* est présentée dans Cheng *et al.*, (2009) avec un bon ajustement entre les deux séries (Figure 8). Le nivellement indirect en utilisant des mesures altimétriques a été effectué par Silva *et al.* (*in press* 2010) pour 5 stations localisées sous des traces et 6 par la méthode *null-slope* entre deux traces représentées sur le Tableau 4 (*cf.* § 3.3.2.2.2).

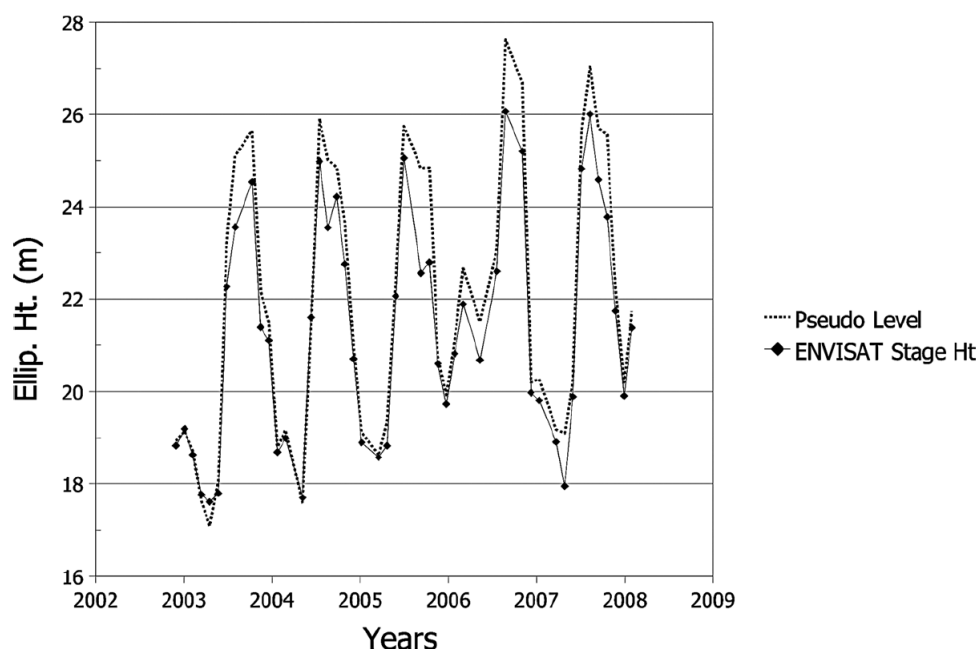


Figure 8 – Série temporelle de hauteur d'eau de la station *in situ* à Santa Maria do Boiaçu nivelée directement par GPS et série ENVISAT *Ice-1* trace 693. D'après Cheng *et al.* (2009).

Le nivellement indirect en utilisant des mesures altimétriques peut être obtenu par la simple différence des moyennes de la série temporelle altimétrique et des lectures de l'échelle aux mêmes dates puisque le nivellement correspond à un simple décalage d'origine. Dans les cas où les traces passent au-dessus de la station *in situ*, la constante de la régression linéaire représente directement la hauteur ellipsoïdale du zéro de la station *in situ*. La différence entre les deux manières de niveler la station *in situ* (Δz) peut aussi évaluer la qualité d'information effectuée par la série altimétrique. Cette différence est donnée dans le Tableau 3 pour la série d'ENVISAT ainsi que le niveau zéro Z_0 donnée par la différence des moyennes. Pour les séries ENVISAT, la

différence Δz par les deux méthodes varie de 4 cm à 38 cm pour les séries *Ice-1*, de 7 cm à 72 cm pour les séries *Ice-2* et de 7 cm à 2.3 m pour les séries *ERS-2 Ice-2*.

Le nivellement par mesures altimétriques dérivées de différents *trackers* est une occasion de mesurer le *biais* possible entre algorithmes. Ce *biais* a été calculé, par Silva *et al.* (*in press* 2010), comme la différence entre la valeur obtenue pour le Z_0 en nivelant la station *in situ* utilisant la série temporelle avec les *trackers Ice-1* et *Ice-2* de ENVISAT. La valeur moyenne des *biais* est 6 ± 7 cm, qui n'est pas statistiquement significative mais sensiblement différente de la valeur de 24 cm trouvée par Cretaux *et al.* (2009) au-dessus des lacs.

Dans Moreira *et al.* (2009) nous avons appliqué la méthode de *null-slope* pour niveler des stations *in situ* et comparer avec des nivellements directs par GPS. Les résultats (Tableau 5) indiquent que les deux méthodes donnent des nivellements sensiblement différents, la différence n'est pas constante, allant de 21 cm à Óbidos à 1.24 m à Barcelos. La différence entre les nivellements directs utilisant des mesures provenant de GPS et indirects utilisant des mesures altimétriques devrait être interprétable comme le *biais* du système altimétrique. Ce *biais* altimétrique serait alors variable d'un endroit à l'autre, et une analyse plus détaillée est nécessaire, en particulier en utilisant davantage de nivellements directs de stations par GPS.

Tableau 5 – Nivellements directs utilisant des mesures provenant de GPS et indirects utilisant des mesures altimétriques – méthode de *null-slope*.

	Barcelos (Rio Negro)	Manacapuru (Rio Solimões)	Óbidos (Rio Amazonas)
Altitude du zero (m) par ENVISAT	17.37 ± 0.03	5.91 ± 0.07	4.018 ± 0.1
Pente (10^{-6} m/m)	21.0	21.5	22.6
Altitude du zero (m) par GPS	16.135 ± 0.05	4.740 ± 0.07	3.798 ± 0.1

3.4.2 APPLICATIONS HYDROLOGIQUES DANS DES ZONES HUMIDES

3.4.2.1 COUPLAGE TÉLÉDÉTECTION/ALTIMÉTRIE

Les travaux de Seyler *et al.* (2009b), dans la zone humide du *Llanos de Mojos*, un grand complexe de zones humides, au sud-ouest du bassin Amazonien, illustrent les potentialités du croisement de l'information altimétrique et de l'imagerie pour les zones humides. Premièrement, les résultats montrent les limitations des missions altimétriques actuelles. Malgré ces limitations, la variabilité saisonnière des hauteurs d'eau dans des fleuves jusqu'à 100 m de largeur, bordés de forêt inondée, a pu être

déterminée. La précision est évaluée à environ 20 cm, quand les mesures altimétriques ont pu être comparées avec des chroniques *in situ*. Les débits de plein bord ont été calculés pour les affluents du rio Madeira, en utilisant les images SAR JERS-1 pour la détermination de la largeur des fleuves et les données altimétriques ENVISAT (*Ice-1*) pour les hauteurs d'eau, maximales et minimales. Des profils de déclivité le long de la trace altimétrique ont été comparés avec les altitudes du Modèle Digital du Terrain provenant de la mission SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) avec des résultats très variables, les différences étant négligeables dans les zones humides mais variant de 10 à 50 cm au niveau des fleuves Beni et Madre de Dios (Figure 9).

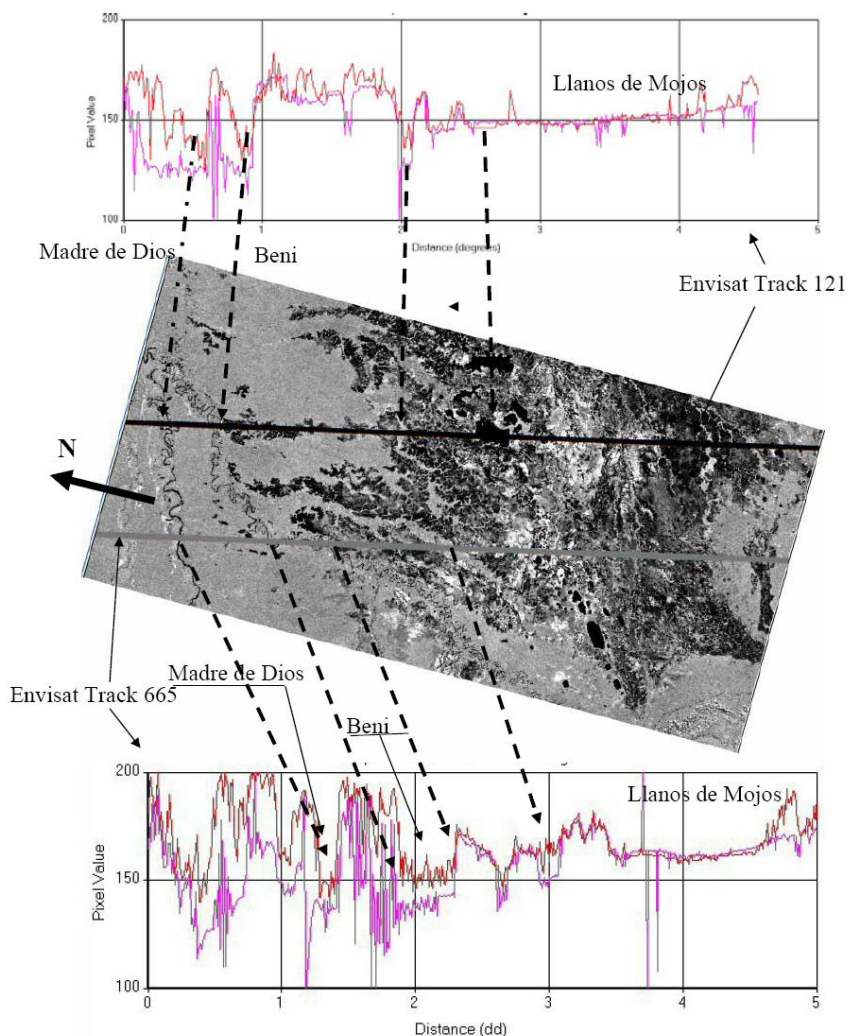


Figure 9 - Coupe transversale des fleuves Madre de Dios et Beni, et de Llanos de Mojos du nord-ouest à sud-ouest. La ligne rose représente les données d'ENVISAT. La ligne rouge représente les hauteurs SRTM sous la trace. En fond de carte, l'image JERS de la zone. D'après Seyler *et al.* (2009b).

Une autre étude de couplage d'imagerie spatiale et d'altimétrie a été conduite pour l'estimation des volumes d'eaux stockés dans des zones humides. Le traitement des images MODIS MOD09A1 pour la détection des surfaces en eau a été réalisé pour 8 zones humides du Bassin Amazonien. Les images MODIS MOD09A1 présentent une

répétitivité temporelle de 8 jours bien appropriée au suivi d'inondations. Par contre, la résolution spatiale de 500 m utilisée s'est avérée assez peu adaptée. Aussi les algorithmes testés se sont avérés peu performants dans le cas – fréquent – de zones humides essentiellement composées par de la végétation inondée, mais il a été possible d'obtenir la surface inondée dans 4 cas favorables où la surface d'eau libre était comparativement la plus importante, à savoir: le lac Caapiranga, le lac Grande de Monte Alegre, le lac Janauacá et le lac Curupira. Sur la Figure 10 la dynamique de l'inondation dans le lac Caapiranga est bien visible, elle se développe sur plusieurs mois à partir de janvier/février pour atteindre son maximum dans les mois d'avril et reste à son maximum pendant 4 mois avant de décroître.

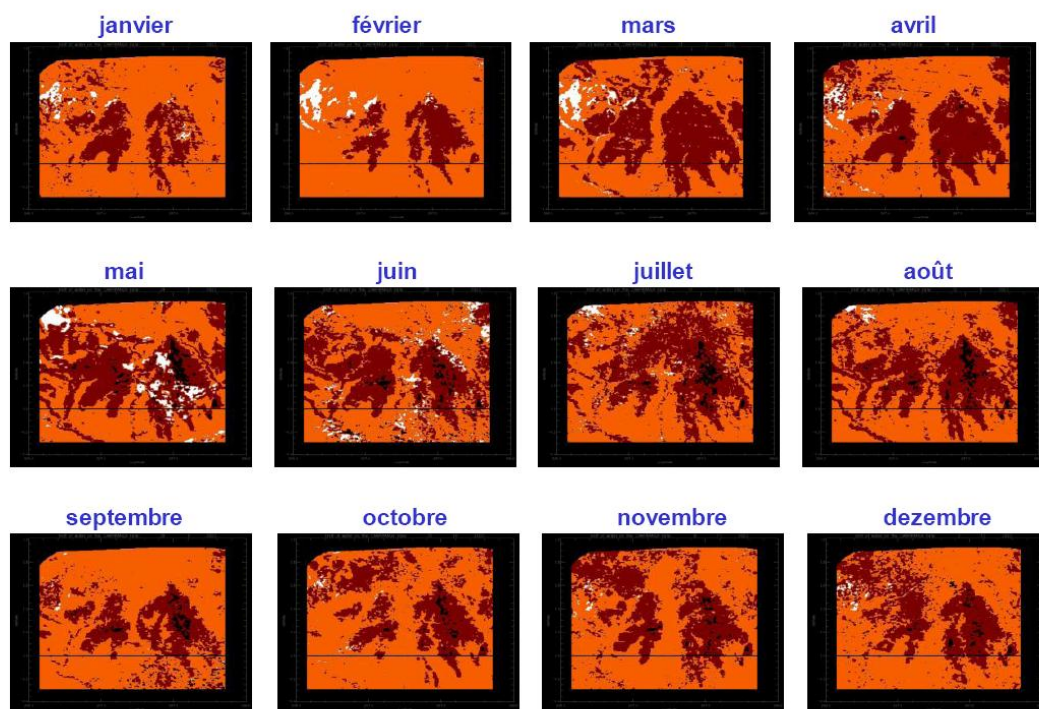


Figure 10 – Traitement des images MODIS sur le lac Caapiranga où la classe eau libre apparaît en noir, la végétation inondable en rouge, la végétation non inondable en orange et les pixels non déterminés en blanc (nuages, entre autres).

Sur la Figure 11, on peut voir que les séries temporelles résultant du traitement des images MODIS MOD09A1 sur le lac Grande de Monte Alegre, montrent que la surface inondée, calculée par sommation des pixels de la classe correspondante, accompagnent parfaitement la variation du niveau d'eau mesuré par altimétrie.

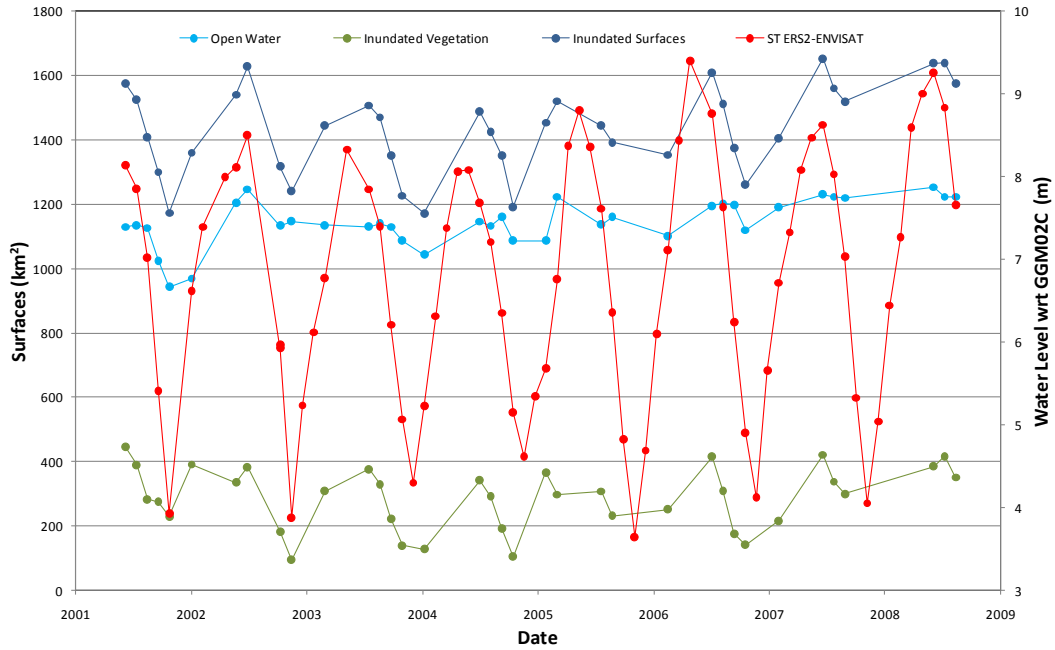


Figure 11 - Séries temporelles résultant du traitement des images MODIS MOD09A1 au lac Grande de Monte Alegre: eau en bleu, végétation inondée en vert et surface inondée totale en bleu foncé. La série temporelle de hauteur d'eau mesurée par les satellites ERS-2 et ENVISAT est représentée en rouge.

En établissant une courbe empirique de variation de la surface inondée en fonction de la variation de hauteur d'eau ($S = F(h)$), il a été possible de calculer les variations du volume d'eau stocké (Figure 12). Sur la Figure 13, le cycle annuel de variation de la surface inondée est tout à fait visible. Les images MODIS MOD09A1 représentent donc un complément intéressant pour la cartographie des surfaces inondables dans les zones humides du bassin Amazonien. Cependant, de nouveaux algorithmes doivent être recherchés pour une meilleure séparation des composantes eau libre, végétation inondable et végétation non inondable. Ces études ont été présentées au Congrès Brésilien de Télédétection et Ressources Hydriques (Silva *et al.*, 2009b et 2009c) et un article présentant ces résultats est en cours de rédaction.

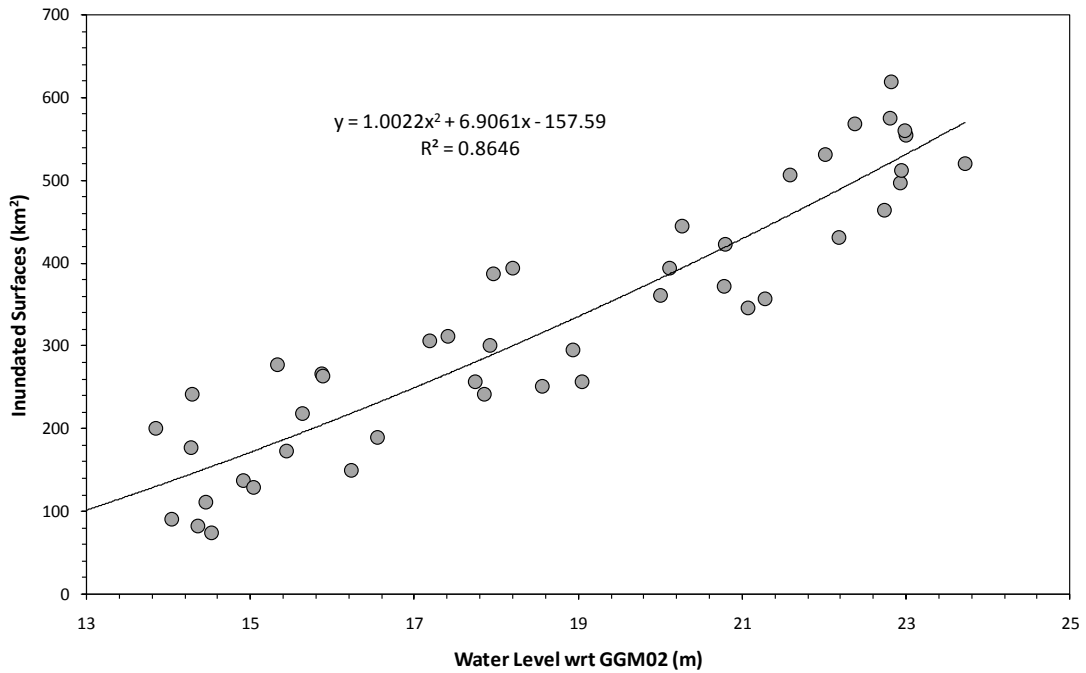


Figure 12 – Courbe de variation de la surface inondée extraite des images MODIS en fonction de la variation de la hauteur d'eau fournie par altimétrie sur le lac Janauacá.

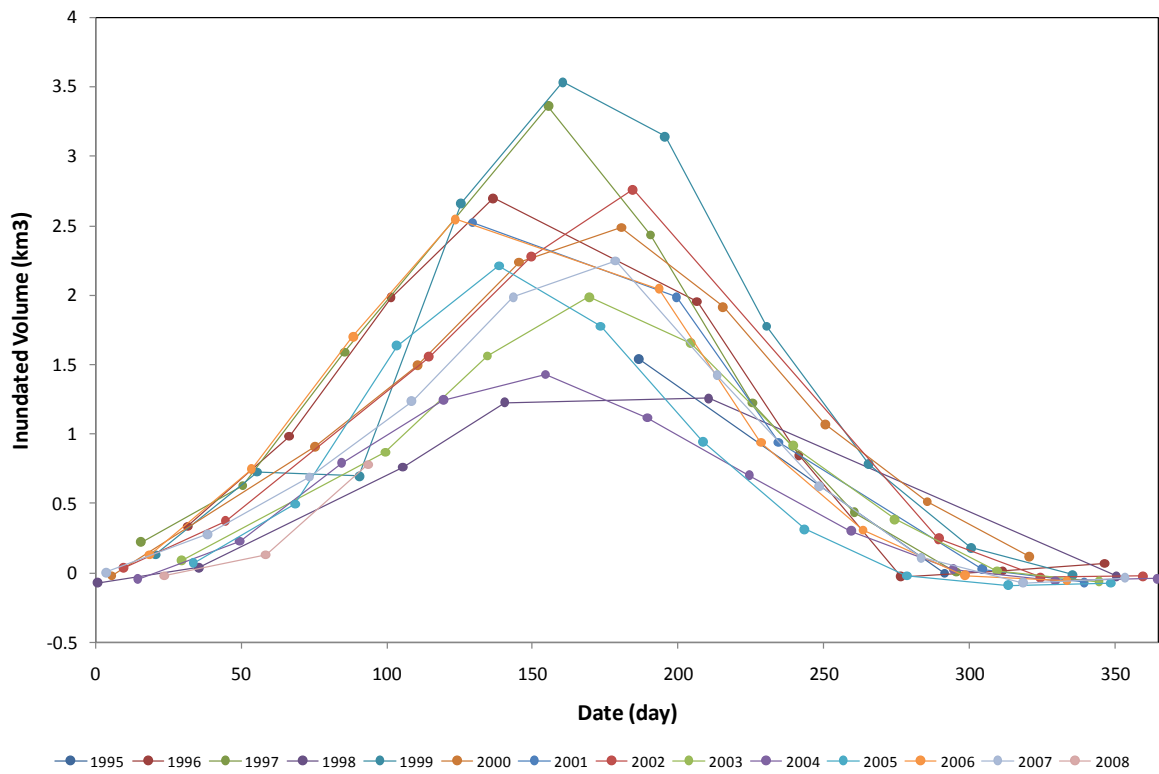


Figure 13 – Courbe de variation du volume d'eau stocké dans le lac Curupira.

3.4.2.2. RELATION FLEUVE - PLAINE D'INONDATION - LACS - ENTRE BASSINS

Les variations spatio-temporelles de niveau d'eau dans les zones humides ont été étudiées par Seyler *et al.* (2008 et 2009a) et Silva *et al.* (en révision 2010) à partir de 96 stations virtuelles ENVISAT (*Ice-1*), dans 3 grands sous-bassins correspondant à 70% du bassin Amazonien: les sous-bassins du Rio Negro, du rio Solimões et du rio Madeira, avec des surface drainées respectives de $0.7 \times 10^6 \text{ km}^2$, $2.24 \times 10^6 \text{ km}^2$ et $1.42 \times 10^6 \text{ km}^2$. A titre de comparaison, seulement 10 stations *in situ*, contrôlent actuellement la zone d'étude.

La validité des séries altimétriques présentées dans cette étude atteste que l'altimètre radar peut échantillonner correctement la variabilité saisonnière des hauteurs d'eau. La largeur du fleuve n'est pas le seul critère à prendre en considération pour prévoir correctement les séries temporelles altimétriques. Des fleuves de moins de 20 mètres de large ont été échantillonnés, qu'ils soient bordés par des zones inondables, où même couvert par la forêt inondée. Des séries de faible amplitude saisonnière, inférieure à 70cm ont été obtenues. De fait, le relief après et avant le fleuve (sur la direction de la trace), la pente longitudinale, la présence d'îles, le sens d'écoulement le long de la trace sont autant de facteurs qui influencent la qualité des séries altimétriques.

Les mesures altimétriques sont géo référencées, contrairement aux niveaux des échelles *in-situ* qui n'ont aucun lien géodésique d'une échelle à l'autre. Ceci permet une vision de la variation d'altitude dans l'espace et dans le temps de la ligne d'eau des différents objets composant un bassin hydrologique comme le bassin Amazonien, fleuves, petits affluents, lacs et zones d'inondations (Figure 14). Les applications les plus importantes qui peuvent découler du type d'étude ici présenté sont: l'étude du lien hydrologique entre le fleuve et sa zone inondable (Figure 14), entre le fleuve, les marécages et les lacs qu'il alimente épisodiquement (Figure 15); l'étude du profil d'altitude au sein du bassin (Figure 16); la pente du fleuve (Figure 17) et enfin le nivellement des stations *in situ*.

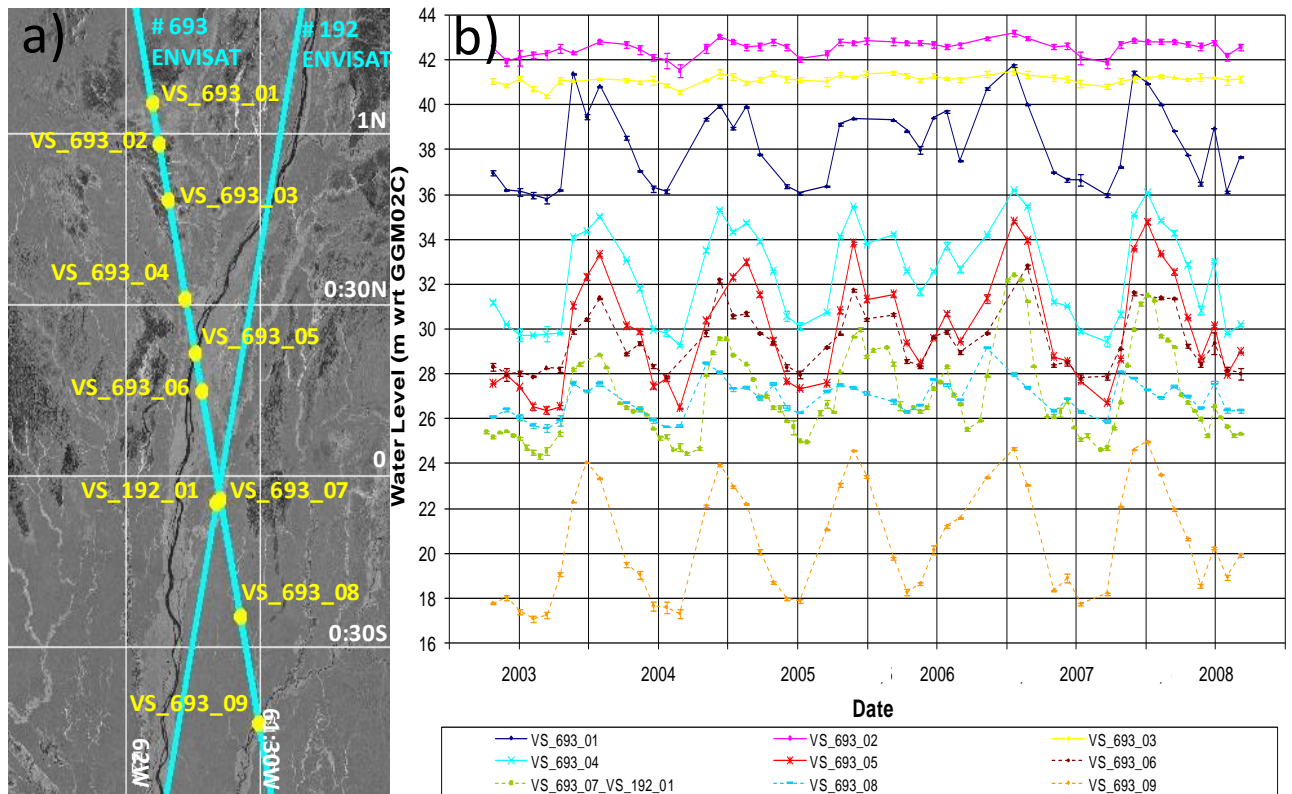


Figure 14 – Comparaison entre le cours principal et la zone inondable dans le rio Branco. Le fond de carte est la mosaïque d'images JERS-1 hautes eaux (les eaux libres apparaissent en noir et la forêt inondée en gris clair). **a)** Les traces 693 et 192 croisent le rio Branco et le Pantanal du Nord, région de marécages avec une variation de niveau d'eau très faible; **b)** Séries temporelles altimétriques le long des trace 693 et 192 montrant l'évolution du cycle hydrologique de l'amont vers l'aval. D'après Silva *et al.* (en révision 2010)

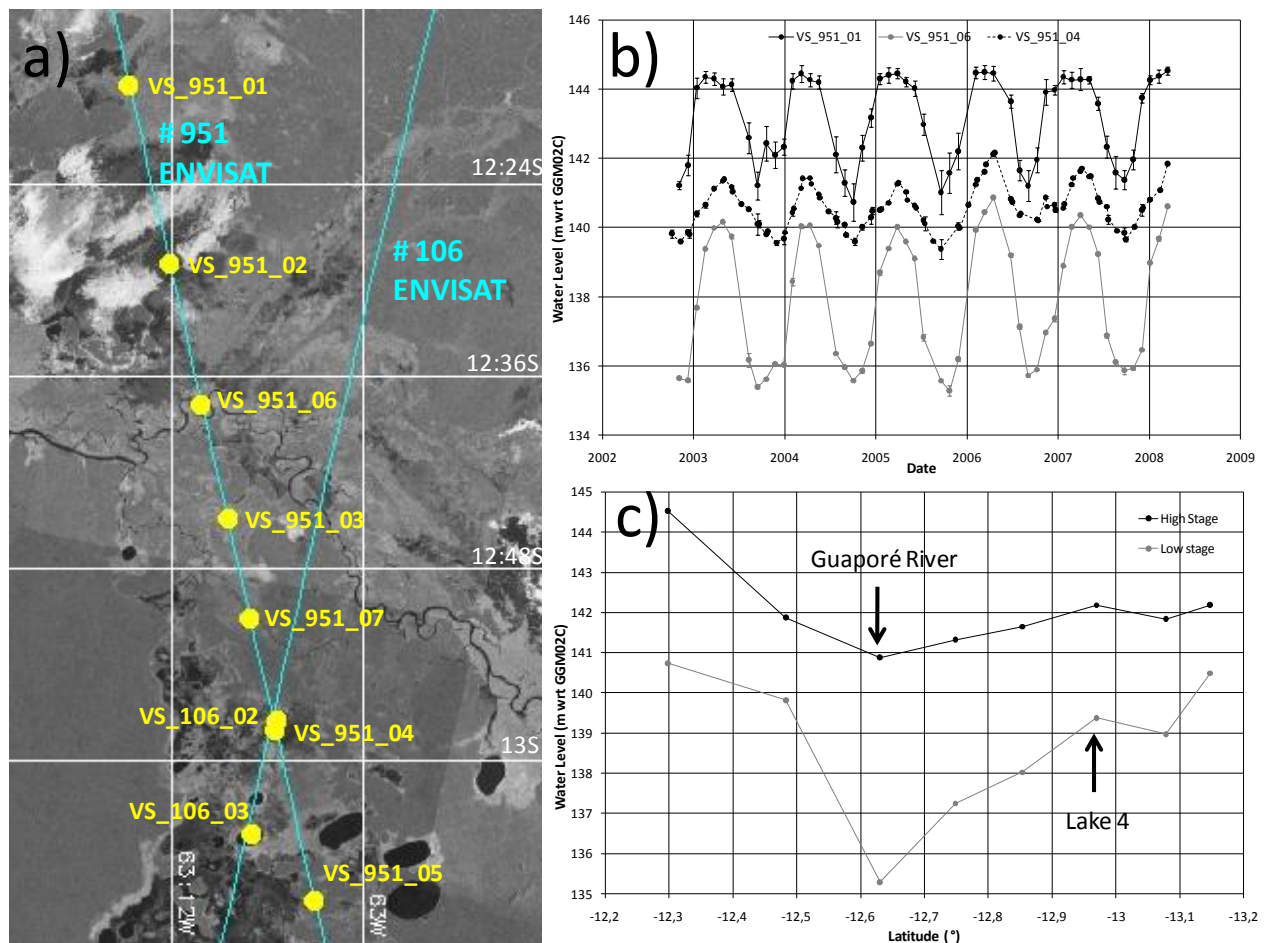


Figure 15 – Comparaison entre les marécages, le lac et le rio Guaporé. Le fond de carte est la mosaïque d'images JERS-1 hautes eaux (les eaux libres apparaissent en noir et la forêt inondée en gris clair).

a) Localisation des SV le long des traces ENVISAT 951 et 106;

b) Série temporelle altimétrique le long des traces 951 et 106 montrant l'évolution du cycle hydrologique de l'amont vers l'aval.

c) Altitude des lacs en relation avec le niveau d'eau du rio Guaporé.

D'après Silva *et al.* (en révision 2010).

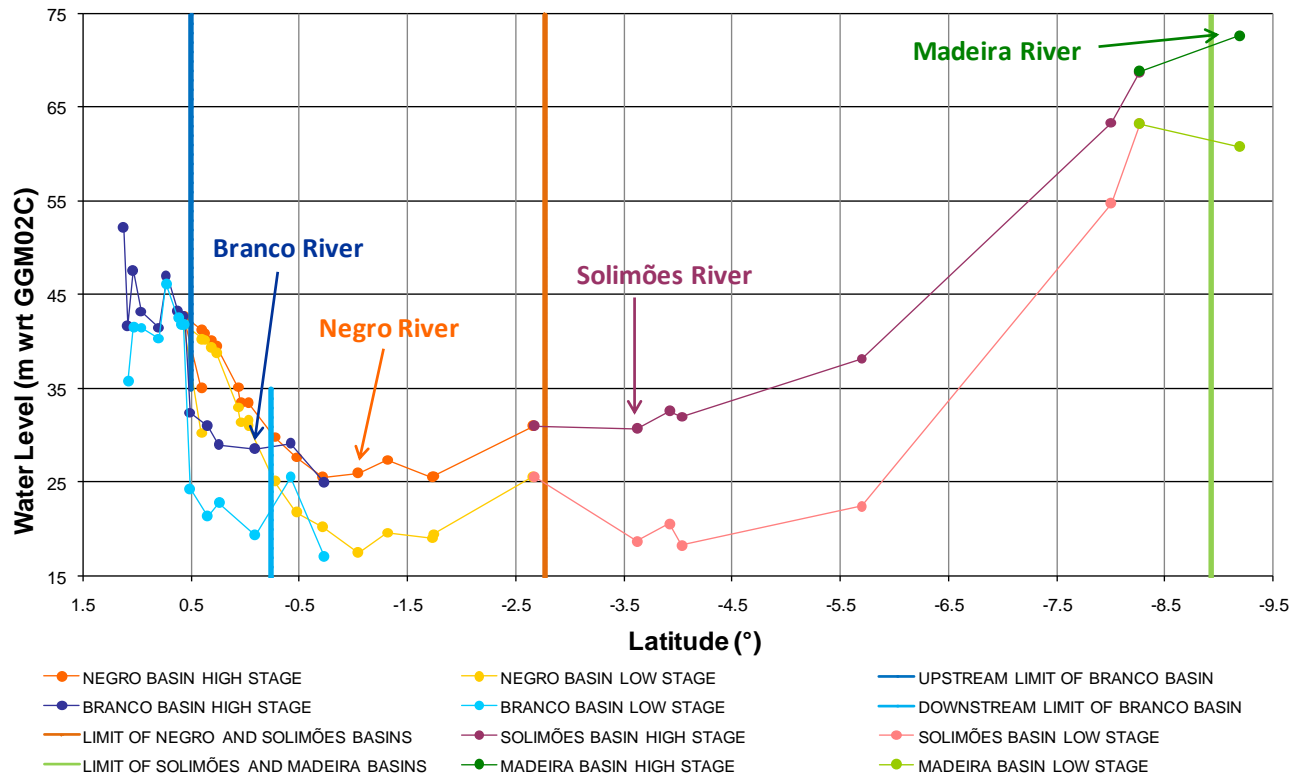


Figure 16 – Profil d'altitude des rivières rio Branco, rio Negro, rio Solimões et rio Madeira et des zones humides associées en hautes et basses eaux. Les plus petites variations saisonnières de niveau d'eau sont sur le Pantanal du Nord (limite en haut entre le bassin du rio Branco et rio Negro). Les traits verticaux correspondent aux limites entre bassins versants. D'après Silva *et al.* (en révision 2010).

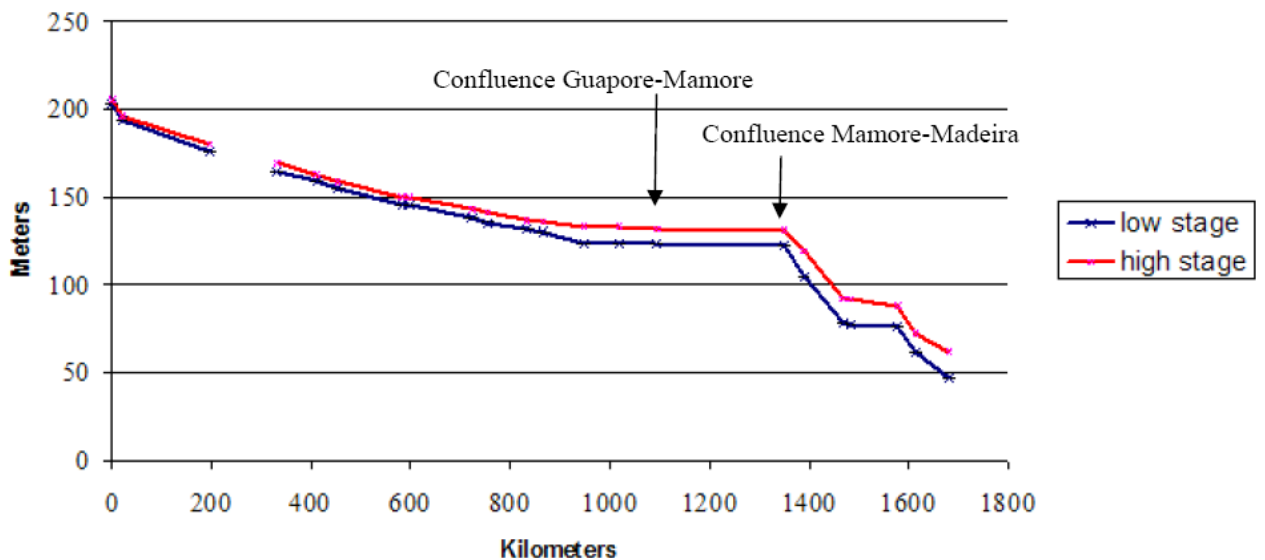


Figure 17 – Profil d'altitude hautes eaux et basses eaux du système constitué par le rio Madeira, le rio Mamoré et le rio Guaporé. D'après Seyler *et al.* (2008).

4. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail est l'utilisation de données spatiales pour le suivi des zones humides, en particulier l'utilisation de l'altimétrie satellitaire radar mais aussi celle d'autres données comme l'imagerie radar ou optique.

Avant d'aborder les points les plus spécifiques de cette étude, se pose la question de la validation des données et celle de l'établissement d'une méthodologie propre à produire des informations que les méthodes traditionnelles ne peuvent pas apporter. Cela nous amène à repenser les protocoles d'acquisition des données, et à s'adapter à l'information effectivement disponible. L'emploi de l'altimétrie spatiale doit être envisagé sous cet angle, c'est-à-dire avec l'objectif de développer des traitements et des protocoles de validation des données spatiales qui permettent de compléter et d'optimiser les réseaux hydrologiques traditionnels dans les grands bassins hydrographiques.

A ce titre, les points importants sont les récentes avancées obtenues dans l'acquisition et dans le traitement des données altimétriques, en vertu des perfectionnements apportés aux capteurs successifs et aux algorithmes de traitement des échos radar.

Plus spécifiquement, la méthodologie développée dans cette thèse comporte une phase de sélection spécialisée des données altimétriques grâce à un outil géo référencé. Une telle sélection s'accompagne d'une visualisation tridimensionnelle des données dans un espace surface-profondeur, présentant l'avantage de permettre la mise en œuvre de critères empiriques dans la sélection manuelle des données, critères qui s'avèrent à l'heure actuelle être plus performants que des critères automatiques dans l'exploitation des données représentatives d'une section de rivière.

En particulier, cette sélection manuelle permet la mise en œuvre de corrections géométriques sélectives d'une partie des mesures altimétriques (l'effet *off-nadir*), corrections qui étaient auparavant peu considérées amenant ainsi à des séries erronées de niveaux d'eau.

L'ensemble de ces éléments, nouvelles missions avec plusieurs *retrackings*, développement d'un outil spécifique pour la sélection de données pour les eaux continentales et application de corrections spécifiques, constitue une avancée par rapport aux premiers travaux réalisés avec les données T/P, son algorithme de prétraitement (*tracker*) *Ocean*, une simple sélection géographique et l'absence de correction *off-nadir*. Cette avancée se traduit par une meilleure précision des séries temporelles altimétriques.

Un des points les plus difficiles que ce travail ait été amené à considérer, concerne justement la validation des données dans l'espace particulier des zones humides. Dans la majeure partie des études concernant l'utilisation de l'altimétrie radar pour l'étude des hydrosystèmes continentaux, la validation des données

altimétriques se fait par comparaison avec des données conventionnelles acquises *in situ*. Or les zones humides sont peu ou pas instrumentées par des stations conventionnelles. Par nature les zones humides sont des milieux d'une extrême complexité spatiale, particulièrement vastes en Amazonie mais aussi dans l'ensemble des grands bassins tropicaux, et donc quasiment impossibles à surveiller par des moyens conventionnels. Parmi les zones humides analysées dans cette étude, seul le lac Janauacá est équipé de stations limnimétriques *in situ*, installées à partir de 2006, donc avec une série temporelle très courte pour permettre une validation.

La méthodologie mise en œuvre pour produire des séries altimétriques a donc du être validée dans d'autres environnements que les zones humides, spécifiquement à des endroits où existent des stations *in situ*, les principales rivières du bassin Amazonien. Trois méthodes de validation ont été mises en œuvre: 1. Une comparaison directe avec les lectures des stations *in situ*. 2. Au niveau des points de croisement entre plusieurs traces de satellite et enfin 3. Par le respect de la contrainte hydrologique de la pente de la ligne d'eau quand une station *in situ* se trouvait entre deux traces du satellite, ou ce que nous appelons dans ce travail la méthode *null-slope*. La précision des séries temporelles altimétriques analysées est de l'ordre de quelques décimètres, 70% des séries du satellite ENVISAT et 35% des séries du satellite ERS-2 présentant un RMS inférieur à 40 cm, avec les valeurs minimales respectivement de 12 cm pour *Ice-1* et de 23 cm pour *Ice-2*, concernant le satellite ENVISAT, et de 32 cm avec *Ice-2* pour le satellite ERS-2. Ces résultats donnent le cadre de la validité des données altimétriques pour leur utilisation dans les hydrosystèmes continentaux. Il est important de noter que la précision concernant les zones humides doit être meilleure que la précision obtenue sur les rivières. En effet, la dynamique propre aux flux canalisés fait entrer dans les calculs de précision une variabilité spatiale et temporelle forte, phénomène beaucoup moins prégnant dans les zones humides où les flux sont inférieurs de plusieurs ordres de grandeur.

Les stations virtuelles peuvent seulement être établies avec des échantillonnages temporels définis par l'orbite des missions altimétriques, soit 10 jours pour T/P et 35 jours pour ERS-2 et ENVISAT. Cet inconvénient est compensé par la capacité à fournir un échantillonnage spatial bien plus dense que le réseau de stations hydrologiques traditionnelles existant dans la région Amazonienne (cf. figure 1). L'altimétrie satellitaire offre en outre l'avantage de permettre un nivellement des stations *in situ* relativement à une référence commune. Ainsi, l'association entre réseaux de stations virtuelles et réseaux *in situ* permet de joindre un échantillonnage spatial dense (stations virtuelles) et échantillonnage temporel dense (stations *in situ*). En outre l'altimétrie satellitaire permet de mesurer le cycle hydrologique dans les zones encore non instrumentées traditionnellement, ou qu'il est impossible de surveiller par des moyens traditionnels comme les zones humides dans les grands bassins tropicaux.

Des séries temporelles ont été obtenues pour les grands fleuves mais aussi sur des fleuves étroits, jusqu'à seulement 20 m de largeur, et aussi dans les zones de forêt inondée, où les variations du niveau de l'eau sont limitées à quelques décimètres. Ces résultats particulièrement satisfaisants viennent de ce que l'extension géographique des zones humides permet la sélection d'une plus grande quantité de points pour chaque trace constituant les stations virtuelles, et le cas échéant, une combinaison de traces permet d'améliorer aussi la résolution temporelle des séries.

L'utilisation conjointe des séries altimétriques avec des images offre une nouvelle perspective pour la surveillance des ressources hydriques dans les grands bassins transfrontaliers tropicaux, comme le bassin Amazonien, en permettant de dépasser la «simple» caractérisation de la surface inondée et d'extraire des caractéristiques physiques exogènes à l'image (*e.g.*, pente, débit, débit de plein bord, vitesse...).

Une fois les hauteurs altimétriques converties en altitudes, les séries temporelles ont été utilisées pour comprendre les relations spatiales et temporelles entre les zones humides et les fleuves au cours du cycle hydrologique, soit dans un même bassin hydrographique soit dans des bassins distincts. Une autre utilité de ce référencement unique est l'établissement du profil d'altitude le long d'une même trace, qui permet de mettre en évidence les connexions et déconnexions successives lors des périodes de crues et d'étiages, avec des valeurs de 70 cm de marnage seulement dans les zones humides alors que celui des fleuves adjacents excède la dizaine de mètres.

En conclusion, les données d'altimétrie spatiale constituent un apport essentiel à la compréhension des processus hydrologiques intervenant dans les zones humides d'un grand bassin tel que le bassin Amazonien.

Un certain nombre de perspectives se dégagent de ce travail.

Premièrement, certains résultats obtenus dans cette étude comme la combinaison de l'échantillonnage spatial dense (stations virtuelles) et de l'échantillonnage temporel dense (stations hydrologiques traditionnelles), le nivellement des stations hydrologiques traditionnelles et les profils d'altitude le long du fleuve, associés avec des mesures de débit du type mesure ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler* (Filizola Jr, 2009) et des courbe de tarage, établies entre autres à partir des données altimétriques (Leon, 2006; Getirana, 2009), permettent d'estimer les paramètres entrant dans l'équation de Saint-Venant, à savoir: la section transversale du canal, la vitesse d'écoulement, la variation de la profondeur d'écoulement le long du canal, les pentes de la surface d'eau libre et du fond le long du canal, qui rendent, donc, possible une modélisation hydrologique du fleuve considéré.

Jusqu'à présent le comportement des échanges entre fleuves et zones de débordements sont mal compris, vu que ces zones ne sont pas contrôlées par des stations hydrologiques traditionnelles, limitant d'autant les possibilités de modélisation hydraulique-hydrologique de ces objets. En associant les hauteurs dans les différents compartiments d'un modèle hydrologique avec l'information de surface

inondée fournie par l'imagerie la description des processus d'écoulements superficiels et souterrains, en particulier les écoulements d'échanges entre le fleuve et ses zones de débordement, sera beaucoup mieux contrainte.

L'utilisation de l'altimétrie ouvre aussi des perspectives nouvelles en termes d'hydrométrie. La comparaison entre les séries temporelles altimétriques et les séries des stations de jaugeage traditionnelles permet d'éliminer d'éventuelles incohérences sur les données des lectures d'échelles, en particulier en cas d'interruption des séries ou en cas d'erreur de lecture se traduisant par un saut dans la série.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALSDORF, D. E.; BIRKETT, C. M.; DUNNE, T.; MELACK, J.; HESS, L. Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophysical Research Letters*. v. 28 (14), p. 2671-2674, 2001.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. 2008. Rede Hidrometeorológica Amazônia. Disponível em: http://www.ana.gov.br/GestaoRecHidricos/InfoHidrologicas/hidrometeorologia/rh_mazonica/Rede_Hidrometeorologica_Amazonia.asp. Acesso em: 29/11/2008.
- BIRKETT, C.M. 1995. The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research. *IEEE Trans.* p. 1979-1981.
- BIRKETT, C.M. *et al.* 2002. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*. v. 107(D20), 8059, doi: 10.1029/2001JD000609.
- CALMANT, S.; SEYLER, F. 2006. Continental surface water from satellite altimetry. *Comptes Rendus Geosciences*. v. 338(14-15), p. 1113-1122.
- CHENG, K-C.; CALMANT, S.; SHUM, C. K.; KUO, C-Y.; SEYLER, F.; **SILVA, J. S.** Accurate data collection of river stage gradient and hydrological geospatial information in the Branco river, the Amazon – A pilot mission. 2009. *Marine Geodesy*. v. 32 (3), p. 267-283. doi: 10.1080/01490410903094460.
- CRETAUX, J. F.; CALMANT, S.; ROMANOVSKI, V.; SHABUNIN, A.; LYARD, F.; BERGENGUYEN, M.; CAZENAVE, A.; HERNANDEZ, F.; PEROSANZ, F. 2009. An absolute calibration site for radar altimeters in the continental domain: Lake Issykkul in Central Asia. *Journal of Geodesy*. v. 83 (8), p. 723-735, doi: 10.1007/s00190-008-0289-7
- D'OLIVEIRA CAMPOS, I.; MERCIER, F.; MAHEU, C.; COCHONNEAU, G.; KOSUTH, P.; BLITZKOW, D.; *et al.* 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry; application to the Amazon basin. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, Paris, Sciences de la Terre et des Planetes, v. 333, p. 1-11.
- FILIZOLA JUNIOR, N.P., 1999. *O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira*. 1 ed., Brasília, ANEEL.
- FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L.; GUIMARÃES, V. Measuring the discharge of the Amazon River using Doppler technology (Manacapuru, Amazonas, Brazil). *Hydrological Processes*, v. 23 (22), p. 3151-3156, 2009.
- FRAPPART, F.; CALMANT, S. ; CAUHOPÉ, M. ; SEYLER, F.; CAZENAVE, A. 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*. v. 100, p. 252-264.
- GETIRANA, A.C.V., BONNET, M.-P., ROTUNNO FILHO, O.C. 2007. Obtaining drainage directions in flooded areas: a new – burning approach for large basins. AGU 2007 Joint Assembly, Acapulco, Acapulco.

- GETIRANA, A.C.V., BONNET, M.-P., CALMANT, S.; ROUX, E.; ROTUNNO FILHO, O.C.; MANSUR, W. 2009. Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall-runoff modeling and spatial altimetry. *Journal of Hydrology*, v. 379, p. 205-219.
- GROHMANN, C.H., RICCOMINI, C. AND ALVES, F.M. 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Pocos de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil', *Computers & Geosciences*. v. 33, p. 10-19.
- GUYOT, J.L.; MOLINIER, M.; DE OLIVEIRA, E.; GUIMARAES, V.; CHAVES, A. 1993. Hydrologie du Bassin de l'Amazonie. In : OLIVRY, J. C. ET BOULEGUE, J. (eds) : *Grands bassins fluviaux péri-atlantiques : Congo, Niger, Amazonie*. Actes du Colloque PEGI/INSU/CNRS. ORSTOM, Paris, France, 22-24 novembre 1993, p. 335-344.
- GUYOT, J. L. ; MOLINIER, M. ; GUIMARAES, V. ; CUDO, K. DE OLIVEIRA, E. 1994. Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazonie. *Dossier de la Revue de Géographie Alpine*, v. 12, p. 77-83.
- GUYOT, J.L., CALLÉDE, J., COCHONNEAU, G. *et al.*, 1999. "Caractéristiques Hydrologiques du Bassin Amazonien". In: *Anais de Manaus' 99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, CD ROM, Manaus, Brasil, 16-19 Novembro.
- HESS, L. L.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M. L. M. *et al.* 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*. v. 87 (4), p. 404-428.
- JUNK, W. J. As águas da Região Amazônica. 1983. In: SALATI, E. *et al.* *Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia*. São Paulo: Brasiliense; (Brasília): Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, p. 45-100.
- LEON, J.G., CALMANT, S., SEYLER, F., BONNET, M.P., CAUHOPE, M., FRAPPART, F., FILIZOLA, N. , FRAIZY, P. 2006. Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges. *Journal of Hydrology*, v. 328 (3-4), p. 481-496, doi: 10.1016/j.hydrol/2005.12.006.
- MAHEU, C.; CAZENAVE, A.; MECHOSO, C. R. 2003. Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, v. 30(3), p. 1143– 1146.
- MOREIRA, D. M.; CALMANT, S.; ROTUNNO, O.; SEYLER, F.; MONTEIRO, A.; **SANTOS DA SILVA, J.** 2009. Comparison of water levels and slopes by GPS-levelled gauges and satellite altimetry. *Proceedings of Earth Observation and Water Cycle Science Towards a Water Cycle Multi-mission Observation Strategy, ESRIN ESA. 18-20 Novembro*. Frascati, Italy – 2009.
- RONCHAIL, J., GUYOT, J. L., VILLAR, J. C. E., FRAIZY, P., COCHONNEAU, G., OLIVEIRA, E., FILIZOLA, N., ORDENEZ, J. J. 2006. Impact of the Amazon tributaries on major floods at Obidos. *Climate Variability and Change—Hydrological Impacts*, pp. 1-6. Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006. IAHS Publ. 308.
- ROUX, E., SILVA, J. S., GETIRANA, A. C. V., BONNET, M.-P., CALMANT, S., SEYLER, F. 2010. Producing time-series of river water height by means of satellite radar altimetry – Comparison of methods. *Hydrological Sciences Journal/ Journal Des Sciences Hydrologiques*, v. 55, n. 1, pp. 104-120. doi: 10.1080/02626660903529023
- SAUNDERS, W. (1999) Preparation of DEMs for use in environmental modeling analysis. ESRI User Conference, July 24-30, 1999, San Diego, California.
- SECRETARIAT DE LA CONVENTION DE RAMSAR. 1998. Le rôle des zones humide face à la crise mondiale de l'eau. In : *Conférence internationale l'eau et le développement durable*, Paris, 19-20-21 mars 1998. Gland, Suisse : Secrétariat de la Convention de Ramsar.
- SECRETARIAT DE LA CONVENTION DE RAMSAR. 2006. *Le Manuel de la Convention de Ramsar : Guide de la Convention sur les zones humides (Ramsar, Iran, 1971)*, 4e éd. Gland, Suisse : Secrétariat de la Convention de Ramsar.

- SIPPEL, S. J.; HAMILTON, S. K.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M. M. 1998. 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.
- SEYLER, F.; CALMANT, S.; **SILVA, J. S.**; FILIZOLA, N.; ROUX, E.; COCHONNEAU, G.; VAUCHEL, P.; BONNET, M-P. 2008. Monitoring water level in large trans-boundary ungauged basin with altimetry: the exemple of ENVISAT over Amazon Basin. *Journal of Applied Remote Sensing – SPIE*. 7150, 715017, doi: 10.1117/12.813258.
- SEYLER, F.; CALMANT, S.; **SILVA, J. S.**; FILIZOLA, N.; COCHONNEAU, G.; BONNET, M-P.; COSTI, A. C. Z. 2009a. Inundation risk in large tropical basins and potential survey from radar altimetry: example in the Amazon basin. *Marine Geodesy*. v. 32 (3), p. 303-319. doi: 10.1080/01490410903094809.
- SEYLER, F.; CALMANT, S.; **SILVA, J. S.**; FILIZOLA, N.; LEON, J. G.; FRAPPART, F., BONNET, M. P., FILIZOLA, N.; ROUX, E.; COSTI, A. C. Z.; OLIVEIRA, E.; GUYOT, J. L.; SEYLER, P. 2009b. New perspectives in monitoring water resources in large tropical transboundary basins based on remote sensing and radar altimetry. In: *Improving Integrated Surface and Groundwater Resources Management in a Vulnerable and Changing World*. Ed. by BLOSCHL, G. *et al.*, 282-288. IAHS Publication Red Book 330 ISBN 978-907161-01-8, Wallingford, Oxfordshire, UK;
- SILVA, J. S.**; ROUX, E.; ROTUNNO FILHO, O. C; SEYLER, F.; CALMANT, S. *Soumis Fev* 2009a. Níveis d'água nas zonas úmidas da bacia Amazônica estimados por satélite altimétricos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH*.
- SILVA, J. S.**; NGUYEN, M. B.; CRETAUX, J-F.; SEYLER, F.; ROTUNNO FILHO, O. C.; CALMANT, S. 2009b. Avaliação de superfícies inundáveis em zonas úmidas da bacia Amazônica por meio de dados espaciais. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 Abril 2009, SBSR*.
- SILVA, J. S.**; ROTUNNO FILHO, O. C.; SEYLER, F.; CRETAUX, J-F.; CALMANT, S.; ARAUJO, A. A. M.; BONNET, M-P. ; NGUYEN, M. B.; FILIZOLA, N. 2009c. Dinâmica de inundação em zonas úmidas da bacia Amazônica por meio de dados espaciais. *Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Campo Grande, Brasil, 22-26 Novembro 2009, ABRH*.
- SILVA, J. S.**; SEYLER, F.; ROTUNNO FILHO, O. C; CALMANT, S.; ARAUJO, A. A. M.; ROUX, E. 2010. Water Level Dynamics of Amazon Wetlands at the Watershed Scale by Satellite Altimetry. *International Journal of Remote Sensing*.
- SILVA, J. S.**; CALMANT, S.; SEYLER, F.; ROTUNNO FILHO, O. C; COCHONNEAU, G.; MANSOUR, W. J. *In press* 2010. Water levels in the Amazon Basin derived from the ERS 2-ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*.