HAL
open science

Hydrologie spatiale :Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux

Frédéric Frappart

To cite this version:

Frédéric Frappart. Hydrologie spatiale :Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Autre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT : . tel-00080744

HAL Id: tel-00080744

https://theses.hal.science/tel-00080744

Submitted on 20 Jun 2006

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.

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER
U.F.R. Physique - Chimie – Automatique

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline :

Géophysique et Télédétection spatiale

présentée par

Frédéric FRAPPART

le 30 janvier 2006

Hydrologie spatiale : Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux

Directrices de thèse : Anny CAZENAVE et Frédérique SEYLER

JURY

Franck ROUX (LA, Univ. P. Sabatier, Toulouse)	Président
Catherine PRIGENT (Obs. de Paris Meudon, Paris)	Rapporteur
Patrick VINCENT (IFREMER, Paris)	Rapporteur
Anny CAZENAVE (LEGOS-GRGS/CNES, Toulouse)	Directrice de thèse
Frédérique SEYLER (IRD, LMTG/HYBAM, Toulouse)	Co-directrice de thèse
Jean-Loup GUYOT (IRD, LMTG/HYBAM, Toulouse)	Examinateur
Jérôme BRUNIQUEL (Alcatel-Space, Toulouse)	Invité
Hervé DOUVILLE (Météo France, Toulouse)	Invité
Philippe ESCUDIER (CLS, Toulouse)	Invité

Travaux effectués au LEGOS et au LMTG
Observatoire Midi-Pyrénées
14, Avenue Edouard BELIN
31400 Toulouse, France

RESUME

Les techniques de télédétection spatiale constituent un apport majeur pour l'étude des variations de masses d'eau dans les grands bassins fluviaux, en permettant un suivi homogène de ces fluctuations dans l'espace et dans le temps.
L'objectif de cette thèse a été de développer de nouvelles applications hydrologiques au moyen des mesures spatiales acquises par différents types de mission satellitaire : altimétrie radar, imagerie satellitaire, gravimétrie spatiale. L'altimétrie spatiale offre la possibilité d'étudier les variations de niveau d'eau des grands fleuves, des lacs et des zones d'inondation, garantissant ainsi une surveillance continue et globale des eaux de surface. Elle donne aussi accès à des produits hydrologiques nouveaux comme le profil hydrologique ou la pente des fleuves. Elle permet en outre de définir des réseaux limnimétriques nivelés, dont les stations peuvent être définis tant sur les fleuves que sur les zones d'inondation, complémentaires des réseaux in-situ. Combinée à l'imagerie spatiale, l'altimétrie satellitaire a été utilisée pour déterminer les variations de volume d'eau dans les grands bassins fluviaux. Ces paramètres revêtent, en effet, une importance fondamentale pour les hydrologues car le premier est à la base des études hydrodynamiques et le second apporte des contraintes sur la répartition des masses d'eau entre zones inondées et réseau hydrographique, avec des applications au transport des sédiments et à la disponibilité des ressources en eau à l'échelle régionale. Des exemples d'utilisation de ces techniques sont présentés pour les bassins amazoniens et du Mékong. La mission de gravimétrie spatiale GRACE, lancée en mars 2002, fournit, quant à elle, les variations spatio-temporelles des stocks d'eaux continentales (eau des sols et manteau neigeux) et de paramètres hydrologiques dérivés comme l'évapotranspiration. Une analyse de l'évolution des stocks d'eau et de neige est présentée à partir des premiers géoïdes mensuels issus de la mission GRACE, aux échelles globale et régionale, ainsi que le calcul du paramètre d'évapotranspiration, à l'échelle du bassin versant. Ces résultats sont comparés à la variation des volumes d'eau de surface obtenue précédemment pour le bassin du Mékong.

Mots clés: Télédétection spatiale, Altimétrie satellitaire, Imagerie spatiale, Gravimétrie Spatiale, Cycle de l'eau, Hydrologie continentale.

SUMMARY

Remote sensing can be considered as an important tool for studying the variations of water masses in large river basins due to a homogeneous sampling both in space and time. The objective of this PhD thesis was to develop new hydrological applications using measurements acquired by various types of satellite mission: radar altimetry, satellite imagery, gravimetry from space. Space altimetry is commonly used to study time variations of water level of large rivers, lakes and flooded zones. New hydrological products such as hydrological profiles or river slopes. Levelled limnimetric networks can thus be defined, with gauge stations on the rivers as welle as on the flooded zones. Used in combination with imagery from space, satellite altimetry can be used to determine surface water volume variations in large river basins. These parameters are fundamental for hydrologists because hydrological profiles are necessary for hydrodynamic studies and distribution of water volume variations constrains the distribution of water masses between flooded zones and hydrographic network. Examples of use of these techniques are presented for the Amazon and the Mekong basins. In March 2002, a new generation of gravity missions was launched: the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) space mission. The objective of GRACE is to measure spatio-temporal variations of the gravity field with an unprecedented resolution and precision, over time scales ranging from a few months to several years. As gravity is an integral of mass, these spatio-temporal gravity variations represent horizontal mass redistributions only to the extent they are assumed to be caused by surface water changes. On time scales from months to decades, mass redistribution mainly occurs inside the surface fluid envelopes (oceans, atmosphere, ice caps, continental reservoirs) and is related to climate variability. An analysis of the evolution of water and snow mass is presented using the first monthly geoids from the GRACE mission, at global and regional scales, as well as the estimation of evapotranspiration rate at basin scale. These results are compared with surface water volume variations previously obtained for the Mekong basin.

Keywords : Remote sensing, Altimetry, Imagery and Gravimetry from space, Hydrological cycle, Land waters.

REMERCIEMENTS

Je tiens, tout d'abord, à remercier très chaleureusement mes directrices de thèse, Anny Cazenave et Frédérique Seyler, pour la qualité de leur encadrement tant sur le plan scientifique qu'humain, leurs encouragements, leur enthousiasme et leur grande disponibilité au cours de ces trois années. Merci Anny, d'avoir assuré avec un dynamisme sans faille l'encadrement de cette thèse et d'avoir su me communiquer rigueur scientifique et passion pour la géophysique. Merci Frédérique de m'avoir fait profiter de tes connaissances du bassin amazonien, de m'avoir intégré au projet HYBAM et également pour ton aide précieuse tout au long de ces trois ans. L'escapade sur les eaux limoneuses du Rio Branco, au cœur de l'Amazonie brésilienne, demeure un souvenir inoubliable. Je vous exprime toute ma reconnaissance pour la confiance que vous m'avez accordée au cours de ces trois années.

Je souhaite aussi remercier tout particulièrement Guillaume Ramillien et Benoît Legrésy pour leur patience, leur capacité d'écoute, leurs réflexions constructives et leur soutien sans faille. Merci à Stéphane Calmant, Nelly Mognard, Kien Do Minh, Thuy Le Toan du CESBIO qui ont su me faire profiter de leur connaissance de l'altimétrie satellitaire, des régions boréales et du bassin du Mékong. Un grand merci à Alexei, Juan, Julien, Mathilde, Sylvain.
Je tiens à remercier également Franck Roux pour m'avoir fait l'honneur de présider mon jury de thèse, Catherine Prigent et Patrick Vincent pour avoir accepté d'en être les rapporteurs, Jean-Loup Guyot pour l'avoir examiné, Jérôme Bruniquel, Hervé Douville et Philippe Escudier pour avoir bien voulu en faire partie.

Ces travaux de thèse, financés par le Centre National d'Etudes Spatiales et Alcatel/Alenia Space, ont été menés au Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales et au Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, de l'Observatoire Midi-Pyrénées, à Toulouse. Je remercie leur directeur, Patrick Monfray et Bernard Dupré, de m'y avoir accueilli durant ces trois années.

Les personnes qui contribuent à rendre le LEGOS vivant et convivial sont trop nombreuses pour être toutes citées. Elles se reconnaîtront parmi celles à qui j'exprime ma profonde gratitude et mes sincères remerciements. Merci aux membres de l'équipe GOHS.
Merci à Pascal et Guillaume pour la bonne ambiance qui a régné au cours de ces trois ans dans les bureaux 14 puis D 002. Merci aux pilotariak, basketteurs, grimpeurs et pyrénéistes de l'OMP et du CNES pour l'anima sana in corpore sano.

Eun grand mèrcie à mes pathents, à ma fanmil'ye, de Nouormandie et d'ailleurs, à m's amins. Ce manuscrit leur est dédié.

TABLE DES MATIERES

Introduction 11

Chapitre 1 : Le cycle de l'eau 15
1. L'eau continentale 16
1.1 Le cycle hydrologique global 16
1.2 Les eaux continentales 17
2. Contraintes observationnelles d'un milieu complexe 19
3. Apport de la télédétection spatiale 21
4. Le suivi des eaux continentales par altimétrie satellitaire 21

Chapitre 2 : L'altimétrie satellitaire 25
1. L'altimétrie satellitaire 26
1.1 L'altimètre radar 26
1.2 Le principe de l'altimétrie satellitaire 27
2. L'altimétrie satellitaire 28
2.1 Principe de la mesure radar 28
2.2 Effet géométrique et échantillonnage géographique 30
2.2 Résolution au nadir et échantillonnage temporel 31
3. Estimation de la hauteur altimétrique 32
3.1 Principe 32
3.2 L'orbite des satellites 32
3.3 Les corrections géophysiques et environnementales à appliquer à la mesure altimétrique 33
3.4 La correction de marée solide 34
3.5 La correction de marée polaire 35
4. Les différentes missions d'altimétrie satellitaire 35
4.1 La mission altimétrique Topex/Poséidon 36
4.2 La mission altimétrique Jason-1 37
4.3 Les missions altimétriques ERS-1&2 38
4.4 La mission altimétrique ENVISAT 38

Chapitre 3 : Le traitement des échos radar – Cas des surfaces continentales 41
1. Introduction 42
2. Traitement des échos radar 42
2.1 Principe 42
2.2 Traitement des échos océaniques 43
3. Les formes d'onde altimétriques sur les eaux continentales 44
4. Les principaux algorithmes développés pour l'étude des terres émergées 47

4.1 Les méthodes de seuillage 47
4.2 Les algorithmes analytiques : l'exemple d'Ice-2 49
4.3 Les méthodes de reconnaissance des formes 50
5. Les limitations de l'altimétrie sur les eaux continentales 51
5.1 Décrochage de l'altimètre 51
5.2 Accrochage de l'altimètre 52
5.3 Erreurs dues à la pente 53
6. Conclusion 54

Chapitre 4 : De la mesure altimétrique aux niveaux d'eau sur les continents 57
1. Introduction 58
2. Les produits altimétriques 58
3. Construction des séries temporelles de hauteur d'eau 59
3.1 Sélection géographique 59
3.2 Sélection des mesures valides 60
3.3 Séries temporelles de hauteur d'eau 60
4. Application à la validation des hauteurs d'eau déduites des mesures d'ENVISAT 63
4.1 Choix de la zone d'étude 63
4.2 Comparaison avec les mesures in-situ 64
4.3 L'exemple de la várzea de Curuai 66
5. Conclusion 69

Chapitre 5 : Estimation des profils hydrologiques des fleuves au moyen de l'altimétrie satellitaire 71
1. Introduction 72
2. Intérêt de l'estimation des profils hydrologiques 72
3. Profil hydrologique du Rio Negro et de ses affluents 73
3.1 Données utilisées 73
3.2 Profils longitudinaux 74
4. Comparaison avec d'autres sources de données 77
4.1 Comparaison avec des mesures GPS 77
4.2 Comparaison avec les sorties du modèle Muskingum-Cunge 78
5. Conclusion 79

Chapitre 6 : Variations de volume d'eau de surface dans les grands bassins fluviaux – Etude de la synergie altimétrie satellitaire/imagerie spatiale 81
1. Introduction 82
2. Méthode d'estimation des variations de volume d'eau 83
2.1 Le bassin du Rio Negro 83
2.2 Identification des zones en eau 84

2.3 Les cartes de hauteur d'eau ... 86
2.4 Estimation des variations de volume d'eau ... 87
2.5 Résultats ... 87
2.6 Article "Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels " ... 88
3. Variations inter-annuelles de volume d'eau de surface dans la partie avale du bassin du Mékong ... 102
3.1 Caractéristiques hydrologiques de la zone étudiée ... 102
3.2 Délimitation des zones inondées ... 103
3.3 Cartes de hauteur d'eau ... 105
3.4 Estimation des variations de volume d'eau ... 107
3.5 Résultats ... 107
3.6 Article "Water volume change in the lower Mekong basin from satellite altimetry and other remote sensing data" ... 109
4. Conclusion ... 139

Chapitre 7 : GRACE et l'hydrologie continentale ... 141
1. Le bilan hydrique du bassin versant ... 142
2. Les modèles hydrologiques globaux ... 143
2.1 Le modèle WGHM ... 144
2.2 Le modèle LaD ... 144
2.3 Le modèle ORCHIDEE ... 144
2.4 Le système d'assimilation GLDAS ... 144
3. La mission de gravimétrie spatiale GRACE ... 145
3.1 Les objectifs ... 145
3.2 Les géoïdes mensuels ... 146
4. Application à l'hydrologie globale ... 147
4.1 Travaux antérieurs ... 148
4.2 Méthodologie ... 148
5. Résultats ... 149
5.1 Validation de la méthode inverse ... 149
5.2 Estimation des masses d'eaux continentales ... 169
5.3 Estimation des masses de neige aux latitudes boréales ... 173
5.4 Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle du basin versant ... 179
6. Discussion – Perspectives ... 196

Conclusion ... 197

Bibliographie ... 201

Annexe 1 ... 217

Annexe 2 ... 253

Annexe 3 267

INTRODUCTION

Les réservoirs hydrologiques continentaux ne représentent qu'une fraction de l'eau sur Terre (de l'ordre de 0,025 %), mais ont cependant un rôle primordial pour la vie sur Terre et dans la dynamique du climat, en raison de leur situation à l'interface des continents et de l'atmosphère. Si l'on exclut les calottes polaires, l'eau douce est stockée dans les différents réservoirs que sont le manteau neigeux, les glaciers, les aquifères, la zone racinaire, qui se situe dans les premiers mètres du sol, et les eaux de surface qui comprennent fleuves et rivières, lacs, retenues d'eau dues à l'activité humaine (lacs de barrage, réservoirs pour l'irrigation,…) et zones humides. Les eaux continentales participent aux échanges avec l'atmosphère et les océans au travers des flux de masse horizontaux et verticaux (évaporation, transpiration, ruissellement).

La pression anthropique et les besoins humains en alimentation conduisent l'homme à mobiliser la majeure partie de l'eau disponible pour ses besoins et activités, et principalement pour la pratique d'une agriculture irriguée. Néanmoins, cette ressource, nécessaire à toute vie, est bien souvent rare dans de vastes zones de la biosphère continentale et soumise aux changements climatiques pouvant conduire soit à l'aridification et à la désertification, soit à un fort développement du couvert végétal. Le cycle hydrologique continental demeure, malgré tout, l'une des composantes les moins bien connues du système climatique. De nombreux processus restent, en effet, difficilement modélisables en raison de leur complexité. En outre, les réseaux hydrologiques nationaux, en charge du suivi continu des fluctuations du niveau des fleuves ont vu leur nombre fortement diminuer ces dernières années dans certains pays en voie de développement et dans les pays de l'ex-URSS, en raison du coût nécessaire à leur entretien.

Dans ce contexte, la télédétection spatiale revêt un intérêt particulier pour la veille hydrologique et la gestion des risques d'inondation. A l'heure actuelle, plusieurs axes ont été retenus dans l'application de la télédétection spatiale à l'hydrologie : la délimitation des zones d'inondation par imagerie satellitaire, le suivi des variations de niveau d'eau sur les fleuves et les zones d'inondation par altimétrie et interférométrie radars, l'estimation des stocks d'eau sur les continents par gravimétrie spatiale, la mesure de l'humidité des sols au moyen des micro-ondes passives, la mesure du déplacement des eaux de surface par interférométrie radar. En complément des observations in-situ et de la modélisation hydrologique, la télédétection satellitaire offre l'opportunité d'améliorer, de manière non négligeable, la compréhension des processus hydrologiques à l'œuvre dans les grands bassins fluviaux, leur

influence sur la variabilité climatique, la géodynamique ou leurs implications socio-économiques. L'utilisation combinée des modèles hydrologiques, des observations in-situ et des mesures satellitaires, lesquelles offrent une couverture géographique globale et une répétitivité temporelle importante, continue dans le temps, est nécessaire à la description des variations de masse d'eau souterraine et de surface.

Ce manuscrit se compose de sept chapitres dont le premier est consacré à la présentation du cycle de l'eau à la surface de la Terre. Face à la diminution du nombre de réseaux limnimétriques, la télédétection spatiale s'avère être un des outils les plus appropriés pour la caractérisation du cycle hydrologique, tant à l'échelle globale que régionale. Nous reviendrons sur les méthodes développées dans le cadre de travaux antérieurs et présenteront les principaux résultats obtenus à l'aide de différents capteurs, dont les altimètres radars.

Le deuxième chapitre présente l'altimétrie satellitaire, son principe général et divers aspects de physique de la mesure en milieu océanique. Les principales missions altimétriques actuelles (Topex/Poseidon, ERS-1&2, Jason-1, ENVISAT) y sont présentées.

Le troisième chapitre décrit le traitement des échos radar permettant d'estimer les paramètres physiques (hauteur altimétrique, section efficace radar) issues du signal altimétrique ainsi que les spécificités liées à l'utilisation de l'altimétrie satellitaire en domaine continental.

La méthode permettant de passer de la mesure altimétrique aux niveaux d'eau sur les zones humides est expliquée dans le chapitre 4 et validée au moyen de quelques exemples pris sur le bassin amazonien.

La qualité des mesures altimétriques pour le suivi des eaux de surface a permis de développer des applications hydrologiques de l'altimétrie satellitaire comme l'estimation du profil longitudinal des fleuves et le calcul de variations de volume d'eau par combinaison de l'imagerie radar et de l'altimétrie. La présentation de ces méthodes fait l'objet des chapitres 5 et 6.

Le chapitre 7 est consacré à l'application à l'hydrologie des mesures gravimétriques effectuées par la mission GRACE. Les variations locales du champ de gravité sont le reflet des redistributions de masses d'eau dans l'enveloppe de la Terre. Il est ainsi possible de suivre l'évolution des stocks d'eau à l'échelle du globe, de neige aux hautes latitudes ou encore d'estimer l'évapotranspiration à l'échelle des grands bassins fluviaux.

Pour terminer, trois annexes viennent compléter ce manuscrit. L'annexe 1 contient le rapport de la campagne de mesures hydrologiques réalisées sur le Rio Branco en novembre 2003. L'annexe 2 présente les premiers résultats de validation des mesures de l'altimètre d'ENVISAT pour le suivi des eaux continentales, sur le bassin amazonien. Dans l'annexe 3,

sont regroupés des résultats concernant l'établissement d'une relation hauteur-débit à partir des sorties d'un modèle de propagation de débits et de niveaux d'eau estimés par altimétrie satellitaire.

Chapitre 1 : Le cycle de l'eau

Chapitre 1 : Le cycle de l'eau 15
1. L'eau continentale 16
1.1 Le cycle hydrologique global 16
1.2 Les eaux continentales 17
2. Contraintes observationnelles d'un milieu complexe 19
3. Apport de la télédétection spatiale 21
4. Le suivi des eaux continentales par altimétrie satellitaire 21

1. L'eau continentale

1.1 Le cycle hydrologique global

Bien que de formule chimique relativement simple – 2 atomes d'hydrogène pour un atome d'oxygène -, l'eau occupe une place centrale dans le fonctionnement de la biosphère, car elle est indispensable à toute vie. Le cycle hydrologique (Figure 1-1) représente les échanges incessants de masse d'eau entre les 3 réservoirs de l'hydrosphère que sont l'océan, les continents et l'atmosphère [*Perrier et Tuzet*, 2005]. Ses interactions avec le climat revêtent une importance primordiale dans le contexte du réchauffement climatique [*Chahine*, 1992 ; *Douville et al.*, 2002 ; *de Marsily*, 2005 ; *Planton et al.,* 2005]. Elle représente un volume de l'ordre de 1350 millions de km^3 dans la biosphère. Sa répartition à la surface de la Terre est très inégale : la majeure partie se trouve dans l'océan (97,5%), une infime partie dans l'atmosphère (0,001 %) sous forme de vapeur d'eau, et le reste dans la biosphère continentale sous forme de neige, de glace, d'eau courante ou souterraine (2,5 %). Sur les 2,5 % d'eau douce disponible, plus de 99% sont retenus, soit de façon diffuse dans les roches, soit concentrés en glace [*Cosandey et Robinson,* 2000 ; *Perrier et Tuzet*, 2005]. Il reste finalement 0,3 million de km^3 d'eau douce dans la biosphère continentale, dont 95% concentrés dans des zones très limitées comme les lacs ou les mers intérieures (réserves d'eau douce ou saumâtre) ou inaccessibles comme les aquifères profonds qui représentent un stock de 285 000 km^3 [*Perrier et Tuzet*, 2005]. La disponibilité en eau douce liquide pour la biosphère continentale représente, en définitive, moins de 1%. Cette eau utile représente, pour les deux tiers, le stock d'eau courante (soit 1300 km^3 ou 0,007% de l'ensemble des ressources en eau présentes sur la Terre) : neige, fleuves, rivières, cours d'eau, et, pour le tiers, l'eau constituant les systèmes biologiques ou biota (soit 700 km^3) .

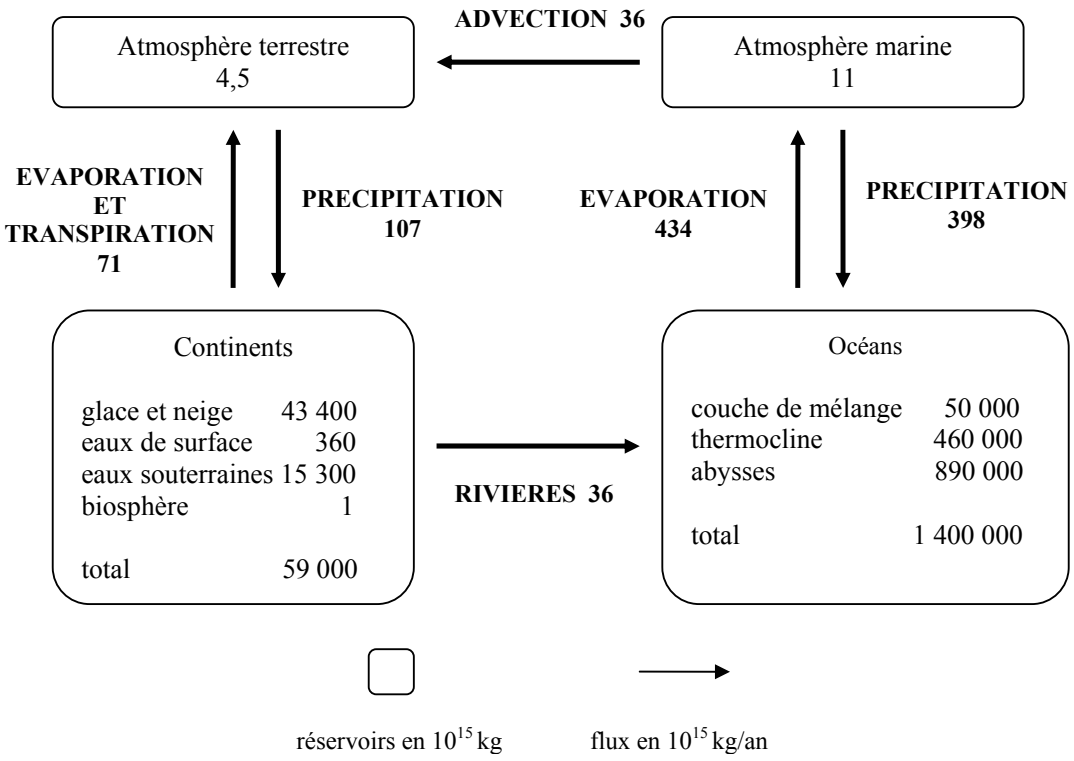


Figure 1-1: Le cycle hydrologique global (d'après Chahine, 1992; Perrier et Tuzet, 2005).

1.2 Les eaux continentales

De manière schématique, les eaux continentales peuvent être réparties en 5 catégories : les rivières et les fleuves, les zones humides, les lacs, l'humidité des sols et les aquifères.

1.2.1 Rivières et fleuves

Les rivières et les fleuves représentent moins de 0,1 % de la surface de la Terre pour environ 0,0001 % de son volume d'eau. Le ruissellement de l'eau à la surface des continents conduit à la formation de réseaux hydrographiques de dimension fractale et drainant des surfaces aux limites géographiques précises, les bassins versants, définis par les lignes de partage des eaux. Le régime et le débit des cours d'eau dépendent de leurs caractéristiques géomorphologiques (profil, largeur, profondeur du lit…), de la nature des sols et des sous-sols, du couvert végétal et des conditions climatiques (précipitations, évapotranspiration, température). Le coefficient de ruissellement, qui caractérise l'efficacité du transport de l'eau, est défini par le rapport entre le volume des eaux en sortie du réseau hydrographique (les réseaux hydrographiques

aboutissent le plus généralement dans les océans ou dans un lac terminal en cas d'écoulement endoréique) et les précipitations tombées sur le bassin versant. Cette efficacité est fonction du niveau de saturation des sols et de la nature du couvert végétal sur le bassin versant.

1.2.2 Les zones humides

Les zones d'inondation, marécages, zones humides, qui occupent une faible portion de la surface terrestre, entre 2 et 6%, sont les milieux où l'eau est la clé de la vie animale et végétale. D'un point de vue hydrologique, les zones humides permettent de maintenir le niveau des nappes souterraines, de lutter contre les crues, de piéger les sédiments, de stabiliser le littoral, de purifier l'eau, de recycler les nutriments et de réguler le microclimat. Les vastes zones humides alimentent des aquifères pendant la saison sèche et jouent un rôle capital dans le maintien des réseaux hydrologiques. En outre, elles neutralisent les eaux usées en absorbant leurs contaminants. Elles jouent un rôle écologique majeur car elles abritent une multitude d'espèces animales et végétales et constituent un important réservoir de carbone dans les sols [*Whitting et Chanton*, 2001]. Ces zones, caractérisées par des taux élevés d'émission de gaz à effets de serre (CO_2, CH_4, …), ont un fort impact sur les changements climatiques [*Matthews et Fung*, 1987 ; *Whitting et Chanton*, 2001 ; *Richey et al.*, 2002 ; *Friborg et al.*, 2003 ; *Shindell et al.*, 2004].

1.2.3 Les lacs

Les lacs couvrent environ 1 % de la surface de la Terre pour moins de 0,01% de son volume d'eau. Ils ont néanmoins un rôle fondamental de régulateur des flux au sein des réseaux hydrographiques. Il est par ailleurs fréquent que les lacs suffisamment étendus interviennent dans la régulation climatique, en adoucissant le climat à l'échelle régionale.

1.2.4 L'humidité des sols

La partie des sols incluant la zone racinaire (quelques mètres au plus) contient environ cinq fois plus d'eau que l'atmosphère et 40 fois plus que l'ensemble des rivières. La variabilité spatio-temporelle de l'humidité des sols dépend de la température du couvert végétal, du type de sol et de sa structure, et de la quantité de précipitations. L'amplitude des variations saisonnières représente jusqu'à 15 ou 20 cm de hauteur équivalente d'eau [*Dunne et Leopold*, 1978]. Ce réservoir n'est pas directement mobilisable par l'homme qui ne peut y puiser l'eau qui lui est nécessaire.

1.2.5 Les aquifères

Les eaux souterraines occupent le 2ème rang des réserves mondiales en eau douce après les eaux contenues dans les glaciers. Elles devancent largement les eaux continentales de surface. Leur apport est d'autant plus important que, dans certaines parties du globe, les populations s'alimentent presque exclusivement en eau souterraine par l'intermédiaire de puits, comme c'est le cas dans la majorité des zones semi-arides et arides. On doit cependant garder à l'esprit que plus de la moitié de l'eau souterraine se trouve à plus de 800 mètres de profondeur et que son captage demeure, en conséquence, difficile. En outre, son exploitation abusive entraîne souvent un abaissement irréversible des nappes phréatiques et parfois leur remplacement graduel par de l'eau salée (problème rencontré en zone côtière comme en Libye, Sénégal, Egypte, ...).

2. Contraintes observationnelles d'un milieu complexe

La compréhension des systèmes hydrologiques continentaux est délicate en raison de leur grande diversité, que ce soit en termes de capacité de stockage, de morphologie ou encore de dynamique, tant à l'échelle globale que régionale. L'estimation, à l'échelle d'un bassin versant, de la distribution des ressources en eau et de leur volume, nécessite la collecte d'informations variées regroupant données pluviométriques, observations des niveaux d'eau des lacs et des fleuves, de débits, des mesures de superficies inondées pendant la crue…

En outre, la variabilité inter-annuelle naturelle nécessite que les observations soient continues sur de longues périodes de temps (plusieurs dizaines d'années) pour pouvoir étudier les conséquences de l'impact anthropique sur les variations des régimes hydrologiques.

Lorsque des réseaux d'observations in-situ existent, seul le réseau hydrographique principal est généralement équipé de tels dispositifs. Si on se limite au cas des réseaux limnimétriques dont les mesures du niveau des plans d'eau, plus fiables que les estimations des taux de précipitation, d'évapotranspiration ou d'infiltration, intègrent la réponse du bassin au forçage climatique, il est fréquent que les échelles des stations hydrographiques ne soient pas rattachées à un niveau de référence commun, rendant imprécises la modélisation des processus hydrodynamiques et de transfert.

L'installation et l'entretien de tels réseaux est une tâche coûteuse que seuls des programmes internationaux de coopération peuvent initier et pérenniser dans de nombreux pays en voie de développement. L'échantillonnage des processus hydrologiques n'est donc pas homogène, ni dans l'espace ni dans le temps (Figure 1-2).

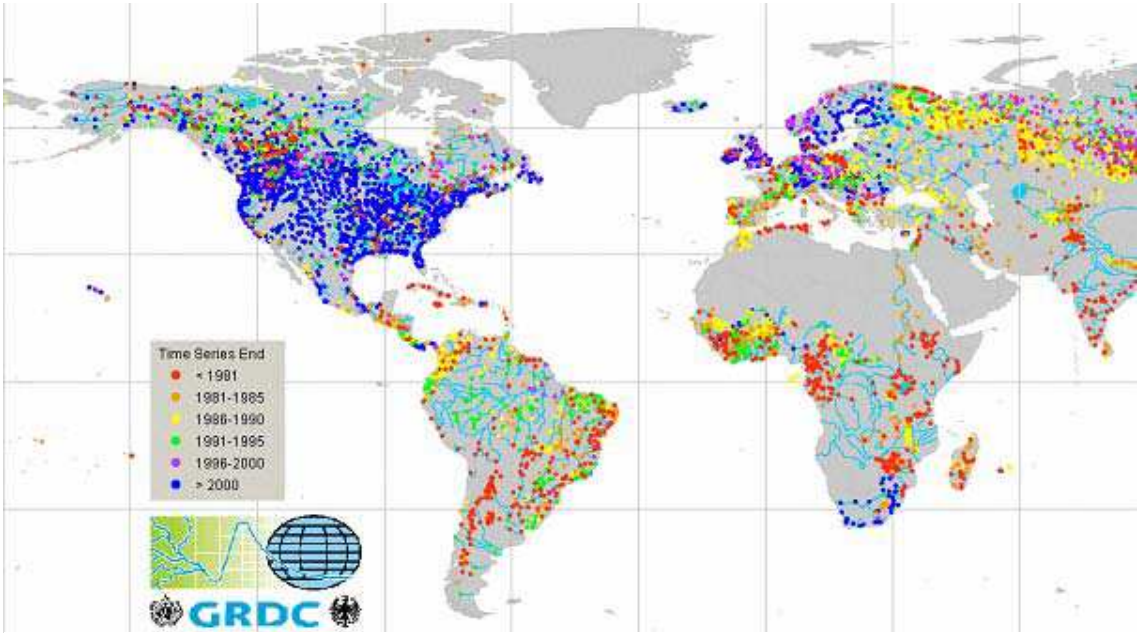


Figure 1-2: Répartition mondiale des réseaux de mesures hydrologiques (source: http://grdc.bafg.de/servlet/is/1660/).

Les délais de mise à disposition de ces observations, pouvant atteindre plusieurs années [*Fekete et al.*, 1999], rendent illusoires les études des bassins en temps quasi-réel (Figure 1-3). Les problèmes précédemment évoqués, auxquels se rajoutent la fermeture de nombreuses stations et les restrictions d'accès aux données, constituent une limitation majeure pour les études menées à l'échelle d'un bassin hydrographique [*Vörösmarty et al.*, 1996 ; *The Ad Hoc Work Group on Global Water Datasets*, 2001].

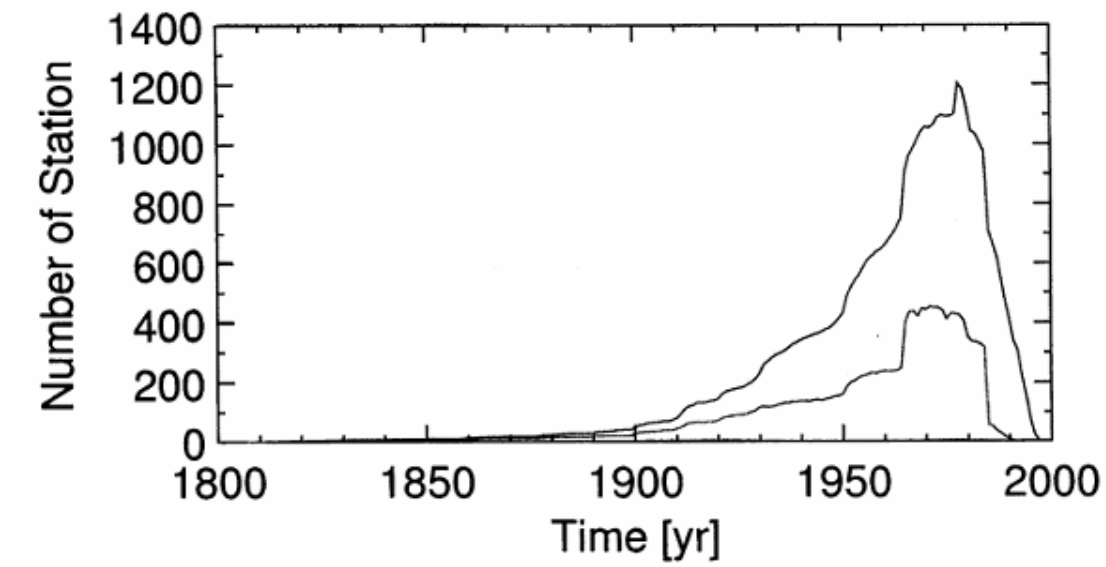


Figure 1-3: Répartition temporelle du nombre de stations limnimétriques dont les enregistrements sont contenus dans les bases de données WMO Global Runoff Center (courbe du haut, Fekete et al., 1999) et de RivDIS (courbe du bas, Vörösmarty et al., 1996).

Les fleuves, les lacs et les plaines inondées constituant la source principale d'eau courante, il apparaît nécessaire de mettre en place une base de données mondiale, homogène et pérenne, collectant des niveaux d'eau, et si possible de débits, dans les grands bassins hydrologiques et bénéficiant de mise à jour régulière. Certaines techniques de télédétection satellitaire peuvent, par leur couverture spatiale homogène et leur répétitivité temporelle, apporter des solutions novatrices et performantes pour le suivi des eaux continentales [*Alsdorf et al.*, 2003].

3. Apport de la télédétection spatiale

De nombreuses études ont démontré la possibilité d'estimer la superficie des lacs ou des zones d'inondation à partir des mesures d'imagerie visible, infra-rouge, radar des satellites d'observation de la Terre [*Smith*, 1997; *Frazier et al.*, 2003]. Les différences de polarisation des mesures, effectuées à 37 GHz, par le radiomètre SMMR (Scanning Multi-channel Micorwave Radiometer, lancé en décembre 1978 à bord du satellite Nimbus 7) du rayonnement micro-onde émis par la surface de la Terre, ont été utilisées pour cartographier la variabilité spatio-temporelle des inondations le long du cours des grands fleuves d'Amérique du Sud [*Sippel et al.*, 1998; *Hamilton et al.*, 2002]. Les radars à synthèse d'ouverture permettent également de cartographier les zones d'inondation des grands bassins fluviaux [*Hess et al.*, 1995; *Wang et al.*, 1995; *Saatchi et al.*, 2000; *Siqueira et al.*, 2003; *Hess et al.*, 2003]. Les techniques d'interférométrie SAR, qui consistent à déduire des hauteurs à partir des mesures de cohérence de phase de 2 images SAR mesurées à des dates différentes, ont conduit à l'estimation des variations de niveau d'eau dans les forêts inondées du bassin amazonien [*Alsdorf et al.*, 2001].

La mission de gravimétrie spatiale GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) mesure les variations du champ de gravité terrestre causées par les redistributions de masse dans l'enveloppe terrestre. Aux échelles de temps d'un mois à plusieurs années, les variations du champ de gravité sont dues aux changements dans les réserves d'eau continentales [*Wahr et al.*, 1998 ; *Rodell et Famiglietti*, 1999]. L'estimation des variations spatio-temporelles du stock en eau des continents figure parmi les applications majeurs de cette mission, sur lesquelles nous reviendrons de manière plus approfondie dans le chapitre 7.

4. Le suivi des eaux continentales par altimétrie satellitaire

Les altimètres radar embarqués sur les satellites d'observation de la Terre ont été conçus pour l'étude des océans. Les domaines d'application de l'altimétrie satellitaire se sont rapidement

élargis à l'étude des calottes polaires [*Ridley et Partington*, 1988; *Rémy et al.,* 1989; *Legrésy et Rémy*, 1997] et des eaux continentales [*Koblinsky et al.*, 1993].

Les premières études ont été effectuées sur les Grands Lacs d'Amérique du Nord à partir des données Geosat [*Morris et Gill*, 1994 a], puis Topex/Poseidon [*Morris et Gill*, 1994 b; *Birkett*, 1995 a], où les conditions d'observations sont similaires à celles de l'océan et où est offerte la possibilité de comparer avec des mesures in-situ. D'autres régions du globe – les grands lacs africains [*Ponchaut et Cazenave*, 1998; *Birkett et al.*, 1999], des mers intérieures comme la mer Caspienne [*Cazenave et al.*, 1997] ou la mer d'Aral [*Birkett et al.*, 1995 a, *Crétaux et al.*, 2005] - furent par la suite étudiées avec Topex/Poseidon.

Cette technique fut également appliquée avec succès à des plans d'eau de taille plus petite, de l'ordre d'une superficie de quelques centaines de km^2 [*Birkett et Mason*, 1995; *Mercier et al.*, 2002]. En diminuant la taille des plans d'eau susceptibles d'être étudiés, leur nombre augmente, favorisant l'essor d'études régionales sur l'impact des changements climatiques sur les systèmes hydrographiques continentaux. Ainsi, une augmentation simultanée du niveau des eaux de plusieurs lacs d'Afrique de l'Est au début de l'année 1998 semble être la conséquence des importantes précipitations survenues sur cette région à la fin de l'année 1997 [*Birkett et al* ., 1999; *Mercier et al.*, 2002]. Suivant une approche similaire, Mercier [2001] met en relation les fluctuations des niveaux des lacs d'Europe avec la variabilité de l'Oscillation Nord Atlantique.

L'application des méthodes d'altimétrie satellitaire pour l'étude des grands bassins fluviaux a été initiée par Birkett [1995 b; 1998] sur le bassin amazonien, ouvrant de nouvelles perspectives pour l'hydrologie continentale. Contrairement au réseau de mesures in-situ, l'altimétrie satellitaire donne accès aux variations de niveau d'eau sur les fleuves et sur les zones d'inondation. L'étude réalisée par de Oliveira Campos et al. [2001] a permis de mettre en relation les variations de niveau d'eau du cours principal de l'Amazone avec le phénomène climatique El Niño de 1997-1998. Des applications hydrologiques prometteuses comme le calcul de pente [*Birkett et al.*, 2002] ou de débit [*Kouraev et al.*, 2004] ont ainsi pu être développées.

En dépit de l'incontestable intérêt que revêt l'altimétrie satellitaire pour le suivi des niveaux d'eau dans les grands bassins fluviaux, les différentes études réalisées à ce jour avec Topex/Poseidon [*Birkett*, 1998 ; *de Oliveira Campos*, 2001 ; *Maheu et al.*, 2003] ont mis en évidence de nombreuses limitations à l'utilisation de cette technique :

- la taille restreinte des intersections du fleuve avec la trace du satellite nuit à la précision des observations. Des comparaisons avec des stations limnimétriques ont

montré que les séries temporelles de hauteur d'eau issues des mesures de Topex/Poseidon avait une précision de l'ordre de 20 cm [*de Oliveira Campos*, 2001 ; *Birkett et al.*, 2002 ; *Maheu et al.*, 2003],

- le fonctionnement de l'instrument est meilleur sur les plaines d'inondation que sur les bras des fleuves [*Mercier*, 2001].
- la densité de mesures durant les périodes de hautes eaux est plus importante qu'en basses eaux [*Birkett*, 1998; *de Oliveira Campos*, 2001]. La Figure 1-4, présentant la comparaison entre les observations de la situation hydrographique de Manaus, dans le bassin amazonien, et les hauteurs déduites des mesures provenant de la trace Topex/Poseidon (située sur le Rio Negro à 8,5 km en amont de Manaus) de Topex/Poseidon illustre cette situation. Dans ce cas de figure, l'écart quadratique moyen est de 15 cm.

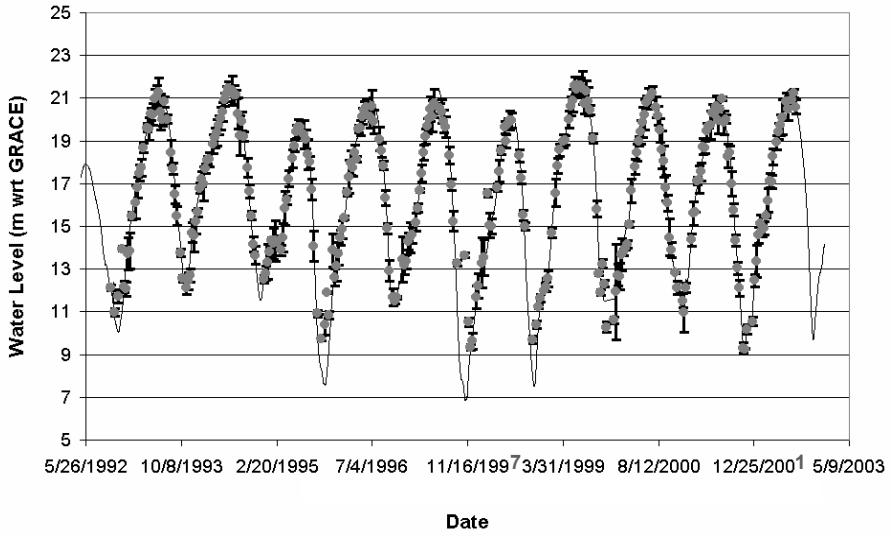


Figure 1-4: Séries temporelles de niveau d'eau mesurée par T/P (point gris) et enregistrée à la station de Manaus (trait noir).

Les problèmes mentionnés ci-dessus ont pour origine la nature des échos radar, très différents de ceux observés sur les océans et pour lesquels les algorithmes de suivi de bord des altimètres sont inadaptés. Ces échos sont en général complexes, peuvent présenter plusieurs pics en raison de réflexions parasites sur le sol et la végétation. Une étude des échos radar altimétriques correspondant aux plans d'eau continentaux est nécessaire à la définition d'algorithmes de retraitement adaptés aux conditions de mesure en milieu continental.

De nouvelles applications hydrologiques de l'altimétrie satellitaire, comme l'estimation des variations de volume d'eau ou le calcul de pente à partir de l'altimétrie satellitaire, seront présentées de manière détaillée aux chapitres 5 et 6.

Chapitre 2 : L'altimétrie satellitaire

Chapitre 2 : L'altimétrie satellitaire 25
1. L'altimétrie satellitaire 26
1.1 L'altimètre radar 26
1.2 Le principe de l'altimétrie satellitaire 27
2. L'altimétrie satellitaire 28
2.1 Principe de la mesure radar 28
2.2 Effet géométrique et échantillonnage géographique 30
2.3 Résolution au nadir et échantillonnage temporel 31
3 Estimation de la hauteur altimétrique 32
3.1 Principe 32
3.2 L'orbite des satellites 32
3.3 Les corrections géophysiques et environnementales à appliquer à la mesure altimétrique 33
3.4 La correction de marée solide 34
3.5 La correction de marée polaire 35
4 Les différentes missions d'altimétrie satellitaire 35
4.1 La mission altimétrique Topex/Poséidon 36
4.2 La mission altimétrique Jason-1 37
4.3 Les missions altimétriques ERS-1&2 38
4.4 La mission altimétrique ENVISAT 38

1. L'altimétrie satellitaire

Si le concept du radar altimètre est assez simple, sa mise en application pour l'altimétrie satellitaire repose sur la réalisation d'instruments d'une grande technicité. Originellement conçue et développée pour l'étude des surfaces océaniques, l'altimétrie satellitaire s'est avérée être une technique pertinente pour le suivi des variations de niveau d'eau dans les grands bassins fluviaux en raison de sa couverture spatiale dense et homogène (Figure 2-1). Sa répétitivité temporelle est cependant insuffisante (10 jours pour Topex/Poseidon et Jason-1, 35 jours pour ERS-1&2 et ENVISAT) pour assurer un suivi hydrographique journalier.

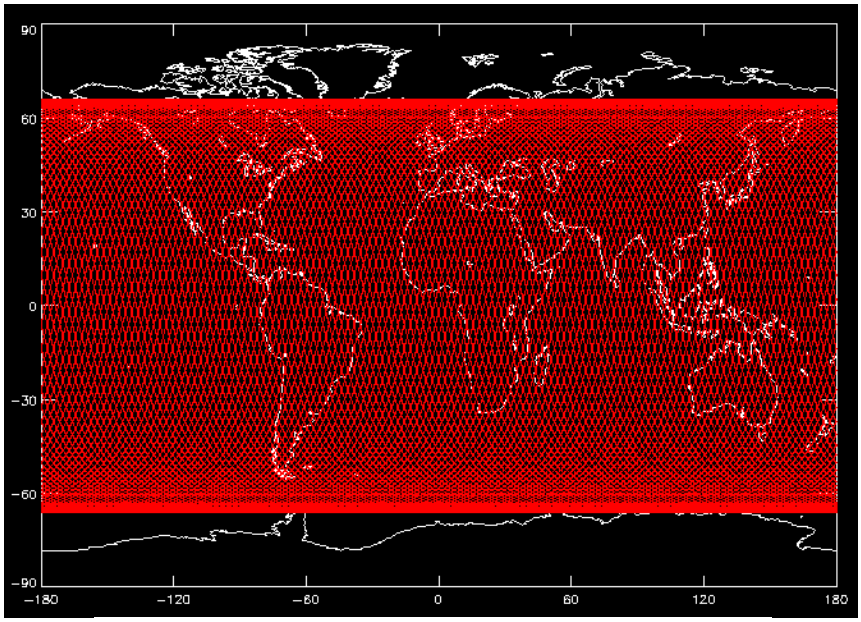


Figure 2-1: Couverture globale du satellite Topex/Poseidon.

1.1 L'altimètre radar

Embarqués sur des plates-formes satellitaires, les radars altimètres sont des instruments qui mesurent au nadir du satellite la distance les séparant de la surface terrestre.

Ces instruments relèvent d'un principe simple, basé sur l'émission d'une onde électromagnétique à la verticale et sur la mesure de l'intervalle de temps **dt** séparant l'émission de l'onde de la réception d'un écho. L'onde se propageant à la célérité de la lumière **c**, la distance **R** (R pour Range) qui sépare l'émetteur de la cible est déduite de la durée du trajet aller-retour **R=c.dt/2**.

1.2 Le principe de l'altimétrie satellitaire

Le principe de l'altimétrie satellitaire est présenté sur la Figure 2-2. La grandeur physique recherchée et en pratique utilisée est la hauteur notée **h,** qui représente la mesure instantanée de la hauteur de la mer [*Fu et Cazenave*, 2001]. Cette hauteur **h** correspond donc à la hauteur de la surface réfléchissante qui renvoie l'écho radar, par rapport à une surface mathématique de référence ou ellipsoïde de référence.

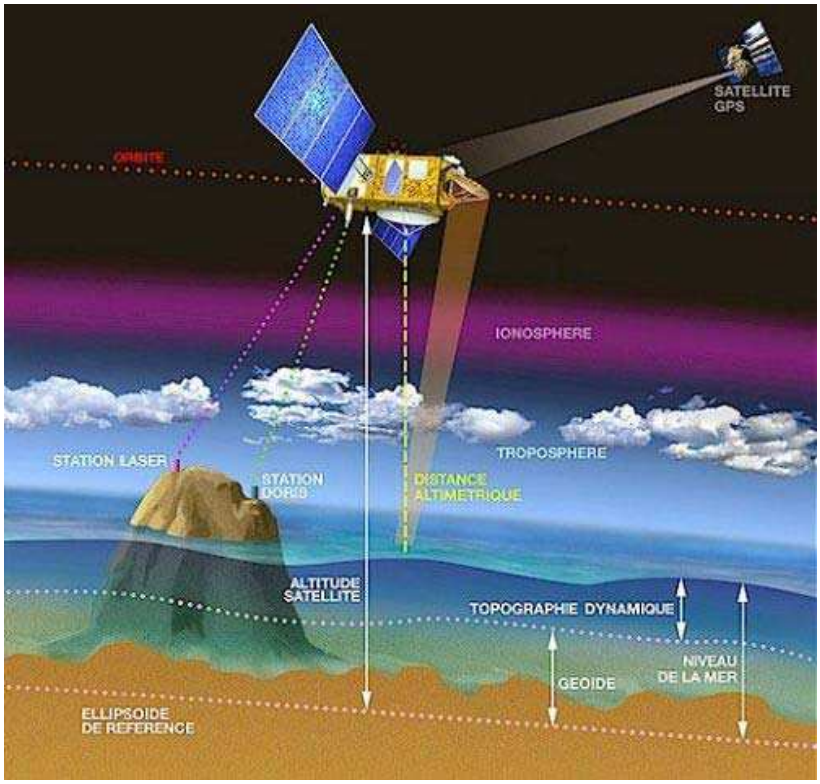


Figure 2-2: Principe de l'altimètrie satellitaire (document CNES).

L'estimation de la hauteur **h**, telle que **h=H-R**, nécessite la connaissance des deux grandeurs, **R** (pour range) ou distance altimétrique, qui représente la distance séparant le satellite de la surface terrestre et **H,** l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence à une latitude et une longitude données. Ce dernier terme, qui a été pendant longtemps la principale source d'erreur sur la mesure, sera présenté de manière plus approfondie au paragraphe 3.2. La hauteur **h** ainsi obtenue représente la somme de deux composantes:

1) une topographie permanente, somme de la hauteur du géoïde $\mathbf{h_g}$ par rapport à l'ellipsoïde de référence et de la topographie dynamique moyenne qui se superpose au géoïde. Cette topographie dynamique moyenne est due aux grands courants océaniques.

2) une topographie variable dans le temps et l'espace, de l'ordre de 1 m, causée par divers phénomènes comprenant les marées océaniques, les courants, l'état de la mer, …

Le géoïde est une équipotentielle du champ de gravité coïncidant avec le niveau moyen de la mer au repos. Le géoïde est d'une grande importance pour l'étude des fonds océaniques. Pour les océanographes, le géoïde est utile pour isoler la topographie dynamique moyenne résultant des courants océaniques. En effet ces derniers s'intéressent aux différents aspects de la circulation océanique, qui se traduisent par une hauteur dynamique $\mathbf{h_{dyn}}$, résultant des variations de l'énergie thermique et cinétique des masses océaniques. La topographie instantannée de la mer causée par les marées et les phénomènes de la dynamique océanique est, avec $\mathbf{h_{dyn}}$, la quantité recherchée en océanographie. Elle ne dépasse pas 1 à 2 m en pleine mer et son estimation nécessite une connaissance fine de toutes les sources d'erreur perturbant la mesure altimétrique.

2. L'altimétrie satellitaire

L'altimétrie satellitaire nécessite la détermination précise de la distance altimétrique **R**, liée au temps mis par le faisceau radar pour faire l'aller-retour satellite-surface, et celle de l'orbite du satellite **H**, associée à la localisation précise du satellite dans l'espace [*Fu et Cazenave*, 2001].

2.1 Principe de la mesure radar

Des impulsions micro-ondes sont envoyées au nadir du satellite vers la surface de la Terre avec une très grande fréquence (de l'ordre de 4 kHz sur T/P). Après réflexion sur la surface illuminée, une partie du signal émis est retourné vers le satellite. L'information recherchée est contenue dans la forme et le temps d'arrivée des échos radar. La durée de l'impulsion émise, fonction des caractéristiques de l'altimètre (sur Jason-1, elle est de 100 microsecondes), permet d'assimiler le signal émis à une portion de coquille sphérique. L'émission et la réflexion d'une impulsion pour le cas idéal d'une surface océanique sans effet de scintillations sont schématisées sur la Figure 2-3.

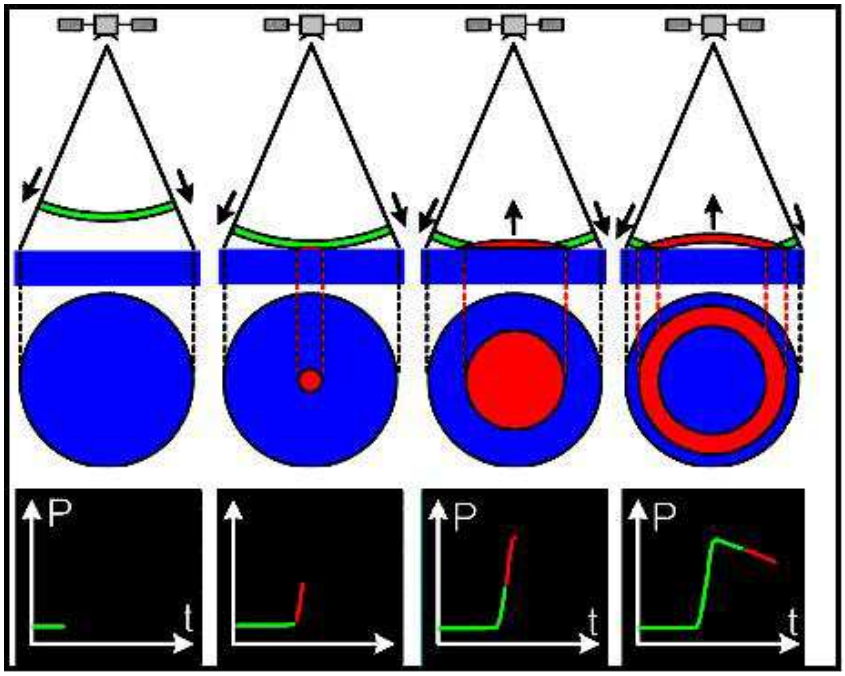


Figure 2-3: Formation de l'écho radar sur une surface océanique idéale (document CNES).

La surface illuminée par l'onde est représentée par l'intersection de la surface terrestre et la coquille sphérique qui passe successivement d'un point à un disque. La puissance de l'écho réfléchi vers le satellite augmente alors. La surface éclairée atteint sa taille maximale sous la forme d'un disque, connue sous le nom de "pulse limited footprint", et devient ensuite une couronne de superficie constante, dont le diamètre croît jusqu'à atteindre les limites du faisceau, le "beam limited footprint", fonction des caractéristiques de l'instrument. Cette représentation de la puissance reçue par l'altimètre en fonction du temps, est appelée communément **Forme d'Onde**.

Dans la pratique, les surfaces observées s'éloignent plus ou moins du cas idéal de la surface plate et horizontale, et s'apparentent mieux à de multiples facettes situées à des hauteurs différentes et au pouvoir de réflexion inhomogène (Figure 2-4).

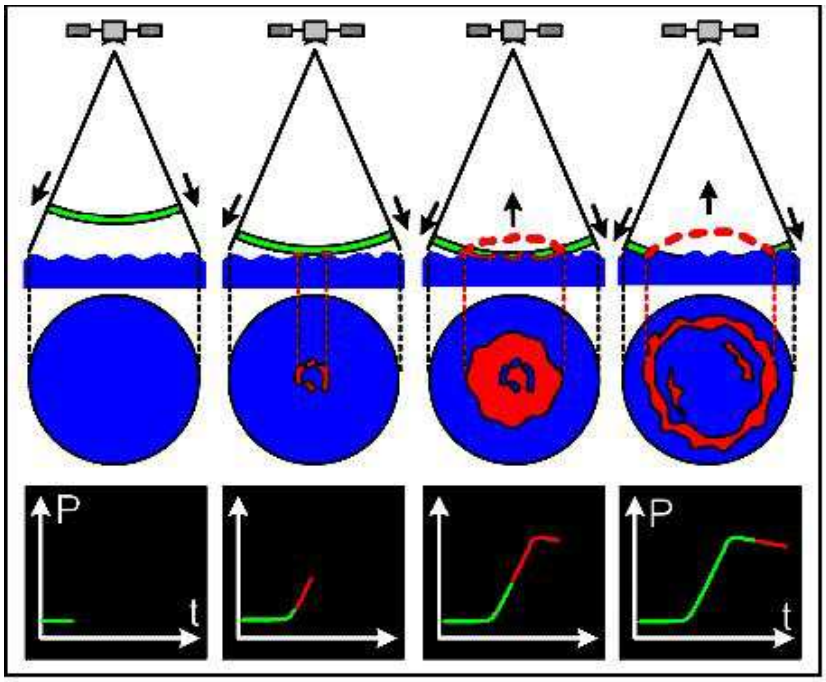


Figure 2-4: Formation de l'écho radar sur une surface irrégulière (document CNES).

Les formes d'onde obtenues à partir de chaque écho élémentaire sont donc bruitées et il convient de les moyenner par "paquets" pour obtenir un signal exploitable. Le traitement de ces échos radars, effectué soit à bord du satellite de manière succincte, soit au sol, et parfois à bord, au moyen d'algorithmes sophistiqués, permet d'extraire diverses informations dont la distance satellite-surface **R**. Ces procédures, connues sous le nom de tracking, dont le but est le maintien du signal dans la fenêtre d'analyse (en distance et puissance) et retracking ou estimation fine des paramètres comme la distance satellite-surface, seront détaillées dans le chapitre 3.

2.2 Effet géométrique et échantillonnage géographique

Au-dessus d'une surface plane, le diamètre du rayon qui illumine la surface maximale éclairée dépend du diamètre de l'antenne :

$$\Omega = 70\lambda / D \qquad \text{(Eq. 2-1)}$$

Où est λ la longueur d'onde et D, le diamètre de l'antenne. Ainsi le gain de l'antenne est donné par :

$$G = 5.53 / \Omega^2 \qquad \text{(Eq. 2-2)}$$

Pour une surface plane, la puissance moyenne réémise Pr (t), peut être obtenue par le modèle de Brown [*Brown*, 1977] en fonction du temps :

$$\Pr(t) = K\sigma_0 \exp\left(-G\theta^2\right)\exp(-at)I_0\left(b\sqrt{t}\right) \qquad \text{(Eq. 2-3)}$$

où K est une constante, σ_0 le coefficient de rétrodiffusion par unité de surface, θ l'angle entre l'antenne et la surface au point d'impact et Io une fonction de Bessel. a et b sont des constantes données par :

$$a = Gc / R \times \cos(2\theta) \quad \text{(Eq. 2-4)} \qquad b = 2c(G/R)^{1/2}\sin(2\theta) \quad \text{(Eq. 2-5)}$$

où R est la distance entre le satellite et la surface et c la célérité de la lumière.

Ces expressions dépendent ainsi à la fois de la longueur d'onde du signal, du diamètre de l'antenne de l'altimètre et de l'altitude du satellite qui embarque l'instrument.

2.3 Résolution au nadir et échantillonnage temporel

Le traitement efficace des formes d'ondes dépend de la façon dont il est possible d'échantillonner l'écho de retour reçu par l'instrument et en particulier le front de montée. Ceci dépend à la fois de la résolution théorique de l'instrument, mais aussi de la rugosité de la surface et de sa fonction de distribution.

La résolution verticale de l'instrument contribue donc en partie à déterminer de façon plus ou moins précise la distance du point d'impact sur la surface, celle-ci étant affectée par les effets des composantes à petites échelles de la topographie lorsque l'on s'éloigne du nadir.

La résolution verticale de l'instrument, obtenue par compression d'impulsion, et par conséquent la manière dont on peut échantillonner les formes d'ondes, est donnée par :

$$r = c * \frac{\tau}{2} \qquad \text{(Eq. 2-6)}$$

où r est la résolution verticale, c, la vitesse de la lumière et $\tau = 1/B$ où B est la largeur de bande de la fréquence émise.

La résolution verticale intrinsèque ne dépend donc que de la largeur de bande émise. Cependant, en raison de l'encombrement du spectre électromagnétique la largeur de bande est directement contrainte par le choix de la fréquence de l'instrument.

3 Estimation de la hauteur altimétrique

3.1 Principe

Les niveaux des plans d'eau **h,** déduits des mesures altimétriques, sont obtenus comme la différence entre l'orbite du satellite **H**, par rapport à une ellipsoïde de référence, et la distance altimétrique **R** (Eq. 2-7) :

$$h = H - R = H - \hat{R} + \sum_j \Delta R_j \qquad \text{(Eq. 2-7)}$$

où $\hat{R} = \frac{ct}{2}$ est la distance altimétrique calculée en négligeant les interactions avec l'atmosphère, c la vitesse de la lumière dans le vide et ΔR_j les corrections instrumentales, environnementales et géophysiques.

En effet, au cours de son trajet aller-retour qui sépare le satellite de la surface terrestre, le rayonnement radio-électrique émis par l'altimètre, puis réfléchi par la surface terrestre traverse l'atmosphère de la Terre; il est alors ralenti par le contenu gazeux ou électronique des différentes couches rencontrées. La recherche d'une grande précision sur la mesure altimétrique nécessite de corriger les erreurs induites par ces effets, qui peuvent se traduire par un allongement de la distance au sol de plusieurs mètres. On trouvera une présentation extrêmement détaillée de toutes ces corrections dans Fu et Cazenave [2001].

3.2 L'orbite des satellites

Pour obtenir une estimation de la hauteur de la surface observée, il est primordial de connaître parfaitement le positionnement du satellite et son altitude **H** au point de mesure, par rapport à une référence fixe.

Le choix de l'orbite décrite par le satellite résulte de compromis entre plusieurs considérations telles que les spécifications des instruments embarqués, les régions et la nature des phénomènes étudiés, l'échantillonnage spatio-temporel pour le calcul de l'orbite.

Les déplacements des satellites sont soumis aux lois du mouvement dans un champ gravitationnel, auxquelles viennent s'ajouter les autres effets perturbateurs comme la pression de radiation solaire et le frottement atmosphérique, les effets d'attraction de la lune ou du soleil, les marées… Plus le satellite est proche de la Terre, plus il est sensible au champ de gravité terrestre. L'amélioration progressive de la connaissance du champ de gravité et des autres perturbations permet de recalculer des orbites toujours plus précises.

En couplant ces calculs aux observations de la position du satellite réalisées par le système DORIS et complétées par différents dispositifs de localisation de satellites (étalonnage laser et

parfois mesures GPS), en améliorant constamment la connaissance du champ de gravité et des autres perturbations, l'erreur sur l'orbite est de nos jours de l'ordre de 1 à 2 cm pour Topex/Poseidon et Jason-1. Pour le satellite ENVISAT, la précision de l'orbite est inférieure à 5 cm sur la composante radiale. C'est véritablement grâce à la réduction considérable de l'erreur d'orbite que les satellites altimétriques peuvent aujourd'hui mesurer des variations centimétriques du niveau des océans ou des eaux continentales (Figure 2-5).

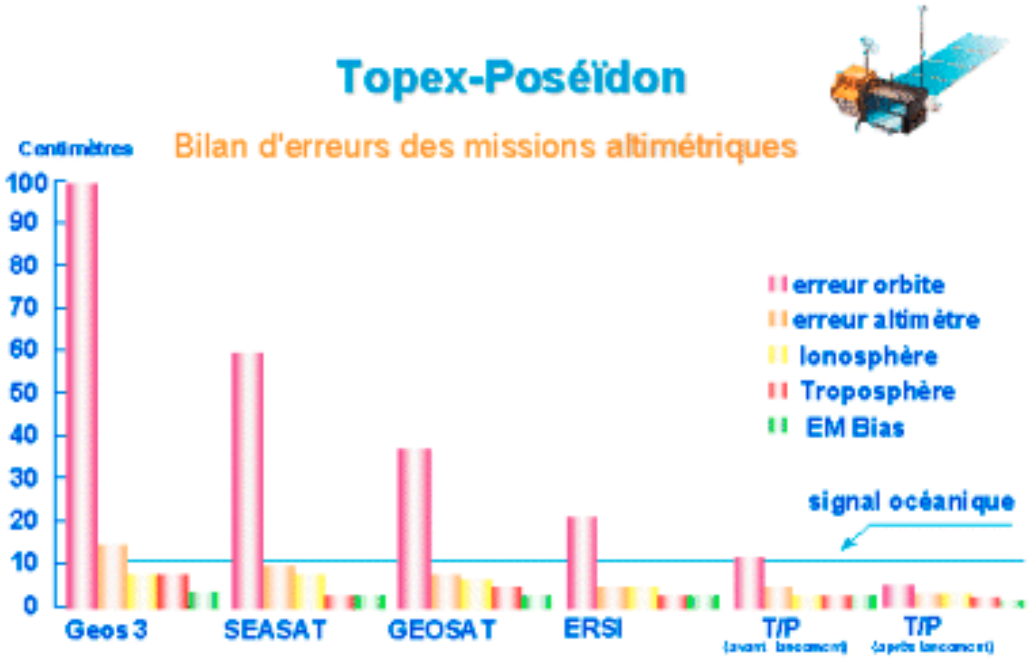


Figure 2-5: Bilan d'erreurs des différentes missions altimétriques.

3.3 Les corrections géophysiques et environnementales à appliquer à la mesure altimétrique

3.3.1 La correction ionosphérique

La diffusion du signal radar par les électrons contenus dans l'ionosphère allonge la distance apparente de 2 à 30 mm. Sur les océans, pour les altimètres bi-fréquences, cette correction est estimée en déterminant l'écart de réception entre deux mesures effectuées simultanément à deux fréquences différentes. Sur les continents, cette correction peut être estimée à partir des mesures effectuées par les systèmes de positionnement bi-fréquence à bord des satellites, comme le système DORIS (Détermination d'Orbite par Radiopositionnement Intégré sur Satellite). Il s'agit d'un instrument bi-fréquence dont le principe de fonctionnement repose sur

la mesure du décalage Doppler de signaux radio-électriques émis par des stations au sol. Ses mesures interviennent dans le calcul précis de l'orbite du satellite et dans le calcul de la correction ionosphérique [*Fu et Cazenave*, 2001].

3.3.2 La correction de troposphère sèche

Cet effet de ralentissement de la vitesse de propagation du rayonnement électromagnétique émis par l'altimètre est dû à la présence de gaz dans les basses couches de l'atmosphère (de 0 à 15 km), principalement le diazote et le dioxygène qui modifient l'indice de réfraction atmosphérique. La correction qu'il faut appliquer pour pallier à l'allongement induit sur la mesure est de l'ordre de 2,3 mètres au niveau de la mer et sa variabilité temporelle (de l'ordre de quelques centimètres) est très prononcée aux moyennes latitudes, causée par l'établissement successif de régimes anticycloniques puis dépressionnaires.

3.3.3 La correction de troposphère humide

La présence d'eau, sous forme liquide ou gazeuse dans la troposphère provoque un ralentissement de l'onde radar et par voie de conséquence un allongement de la mesure altimétrique pouvant aller de quelques millimètres pour la traversée d'une couche d'air froid et sec à 40 cm pour de l'air chaud et humide [*Tapley et al.*, 1982]. Au-dessus des océans, cette correction est estimée à partir des mesures réalisées par les radiomètres à bord des satellites altimétriques. Au-dessus des continents, les mesures du radiomètre, dont le diamètre de la tâche au sol est de plusieurs dizaines de kilomètres, intègrent les émissions thermiques des différentes surfaces survolées et sont donc inutilisables pour le calcul de la correction de troposphère humide. Des sorties des modèles météorologiques ECMWF (European Center for Mid-term Weather Forecast) et NCEP (National Center for Environmental Prediction) sont alors utilisées dans l'équation :

$$\Delta R_{humide} = -\left(1+0{,}0026\cos(2\varphi)\right)\left(1{,}116454.10^{-3}\int_{Psat}^{Psurf} q\,dp + 17{,}66543928\int_{Psat}^{Psurf} \frac{q}{T}\,dp\right) \quad \text{(Eq. 2-8)}$$

3.4 La correction de marée solide

Le phénomène connu sous le nom de marée solide provient de la déformation de la Terre solide, sous l'action conjuguée de l'attraction de la Lune et du Soleil selon un processus comparable à la marée océanique. Le déplacement vertical de la croûte terrestre et des eaux qui la recouvrent peut atteindre 50 cm; ce mouvement est parfaitement modélisé [*Cartwright et Tayler*, 1971 ; *Cartwright et Edden*, 1973] avec une précision meilleure que le centimètre.

3.5 La correction de marée polaire

Elle correspond à un déplacement vertical de la surface terrestre provoqué par les changements d'orientation dans l'espace de l'axe de rotation de la Terre, dont la position moyenne coïncide avec celle, fixe, de l'axe vertical de l'ellipsoïde de référence. L'amplitude de la marée polaire est de l'ordre de 2 cm sur plusieurs mois et cet effet est parfaitement modélisé [*Wahr*, 1985].

4 Les différentes missions d'altimétrie satellitaire

Un premier radar altimètre, embarqué à titre expérimental à bord du satellite Skylab en 1973, a permis d'observer les ondulations du géoïde associées aux grandes fosses océaniques, mettant ainsi en évidence le potentiel de l'altimétrie satellitaire pour la géophysique. Cette tentative fut suivi de la mise en orbite de GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite) en 1975, première mission satellitaire d'altimétrie radar, au niveau de performances modeste. Ce n'est qu'avec Seasat, lancé par la NASA en juin 1978, que l'étude des océans fut possible grâce à un niveau de bruit instrumental inférieur à 10 cm (mais une erreur d'orbite de l'ordre du mètre et finalement réduite à 50 cm). Le premier satellite ayant véritablement permis le suivi de l'évolution spatio-temporelle du niveau des océans fut GEOSAT (GEOdetic SATellite), lancé en mars 1985 par l'US Navy. Les 18 premiers mois de son fonctionnement (Geosat Geodetic Mission) ont été consacrés à la réalisation d'une carte détaillée du géoïde marin jusqu'à 72° de latitude répondant aux objectifs stratégiques des militaires américains. D'octobre 1986 à janvier 1990, Geosat a été placé sur une orbite répétitive – répétitivité de 17 jours et distance intertrace de 164 km – correspondant à une mission à vocation scientifique (Geosat Exact Repeat Mission) dédiée à l'étude des océans. Des données de grande qualité, caractérisées par un niveau de bruit instrumental inférieur à 5 cm, mais pénalisées par une forte erreur d'orbite, ont ainsi été acquises au cours des 3 ans et demi qu'a duré la mission.

C'est dans ce contexte qu'ont vu le jour, à partir du début des années 1990, deux grandes familles de mission altimétriques. La première famille, développée conjointement par le CNES et la NASA et embarquée sur le satellite Topex/Poseidon et son successeur Jason-1, est spécifiquement dédiée à l'étude des océans. La seconde famille, conçue par l'ESA et embarquée sur les plateformes multi-capteurs ERS-1&2 et ENVISAT, a été développée pour l'étude des océans et des terres émergées grâce au mode « continent », permettant sous

certaines conditions, d'acquérir des mesures plus fiables sur les continents et les calottes polaires.

4.1 La mission altimétrique Topex/Poséidon

La mission Topex/Poséidon (Figure 2-6), lancée en août 1992, est le fruit d'une collaboration entre le CNES et la NASA ayant pour objectif la mesure précise du relief de la surface des océans – Topex étant l'acronyme de TOPography EXperiment [*Zieger et al.*, 1991]. Le satellite est placé sur une orbite inclinée à 66° à une altitude de 1336 km. Sa couverture spatio-temporelle, caractérisée par une distance inter-trace de 315 km à l'équateur et une répétitivité temporelle de 10 jours, permet de couvrir la quasi-totalité des océans (Figure 2-1). Le choix des paramètres orbitaux a été dicté par les objectifs scientifiques initiaux : l'altitude élevée rend la trajectoire du satellite moins sensible aux perturbations gravitationnelles et aux effets de frottement de l'atmosphère, permettant un calcul très précis de l'orbite ; celui de l'inclinaison par les exigences d'un échantillonnage spatio-temporel adapté à l'observation de la circulation océanique moyenne.

Six instruments sont embarqués à bord du satellite T/P – 4 fournis par la NASA et 2 par le CNES :

- NASA Radar Altimeter (NRA) : altimètre radar bi-fréquence, opérationnel 90 % du temps, fonctionnant en bande Ku (13,6 GHz) et en bande C (5,3 GHz). Ce système bi-fréquence a été conçu pour le calcul de la correction ionosphérique au-dessus des océans.
- Topex Microwave Radiometer (TMR) : radiomètre micro-onde tri-fréquence mesurant les températures de brillance aux fréquences 18, 21 et 37 GHz, destiné à la mesure des contenus en vapeur d'eau et eau liquide de l'atmosphère. Ces mesures sont utilisées pour le calcul de la correction de troposphère humide au-dessus des océans.
- Un récepteur GPS expérimental fonctionnant en performance dégradée.
- Laser Retroreflector Array : instrument destiné à l'étalonnage du système DORIS.
- Poséidon ou SSALT (Solid State ALTimeter) : altimètre expérimental, léger et consommant peu d'énergie, fonctionnant en bande Ku, développé par Alcatel Space. Partageant la même antenne que NRA, il n'est actif que 10% du temps d'observation.
- un récepteur DORIS pour le calcul précis de l'orbite.

La précision de la mesure altimétrique atteignant 2 cm sur les océans, T/P est parfaitement optimisé pour l'observation de la circulation océanique moyenne, de la variabilité océanique intrasaisonnière et interannuelle et de l'évolution du niveau moyen des océans.

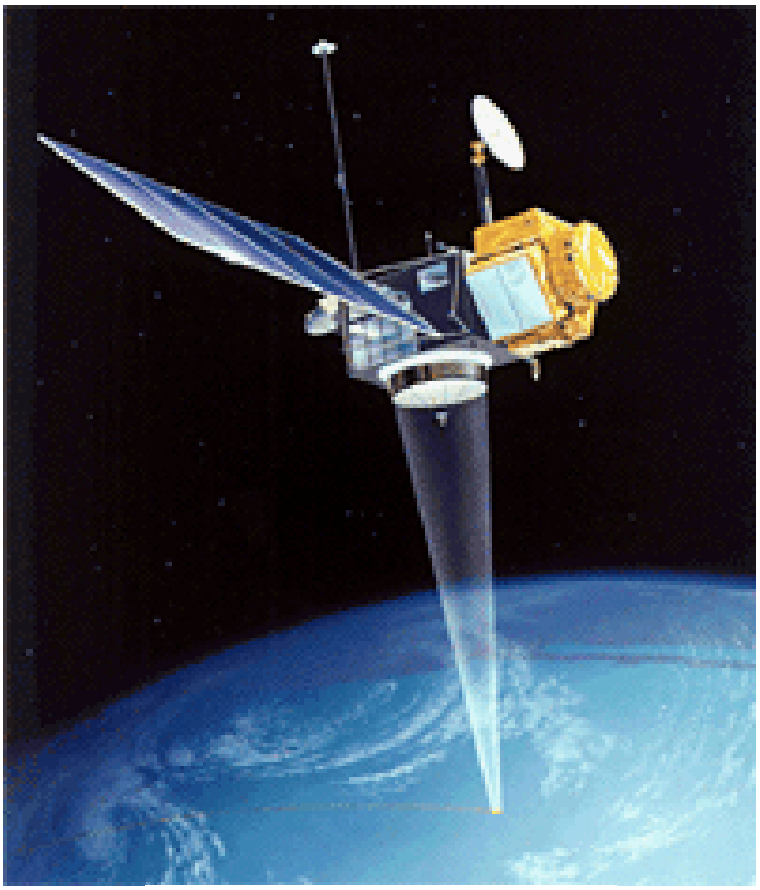


Figure 2-6: Le satellite Topex/Poseidon.

4.2 La mission altimétrique Jason-1

Suite au succès de la mission T/P, les agences spatiales française et américaine ont mis sur orbite, en décembre 2001, son successeur, le satellite Jason-1, premier exemplaire de la filière Jason. Ses paramètres orbitaux et les instruments composant sa charge utile sont semblables à ceux embarqués sur T/P. Un seul altimètre bi-fréquence, Poseidon-2 qui bénéficie de l'héritage de Poseidon-1, fonctionnant en bande Ku et C, a été retenu pour effectuer des mesures de la topographie des océans. Bénéficiant de progrès en termes de miniaturisation, le poids de Jason-1 est réduit d'un facteur 5 par rapport à T/P. La charge utile du satellite comprend également le radiomètre tri-fréquence JMR (Jason-1 Microwave Radiometer) pour la mesure des contenus en vapeur d'eau et eau liquide de l'atmosphère, ainsi que trois systèmes de localisation : un récepteur DORIS, le système de localisation laser LRR (Laser

Retro-Reflector) et un système de positionnement GPS expérimental TRSR (Turbo Rogue Space Receiver).

Après 4 ans de fonctionnement, les performances de Jason-1 dépassent celles de T/P sur la précision de la mesure en domaine océanique. Le lancement de son successeur Jason-2 est prévu en 2007.

4.3 Les missions altimétriques ERS-1&2

Les satellites ERS-1 et ERS-2 (European Remote Satellite) ont été conçus et développés par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) avec pour mission principale l'observation de la Terre en utilisant des techniques radar. Ils sont placés sur une orbite à 800 km d'altitude et inclinée à 97,8°, offrant une couverture spatiale de 82,2° de latitude Sud à 82,2° de latitude Nord.

Lancé en août 1991, ERS-1 a fourni des observations de la surface de la Terre jusqu'à la perte définitive du contrôle du satellite en mars 2000.

Ces deux satellites jumeaux ont à leur bord plusieurs systèmes instrumentaux:

- un radar altimètre mono-fréquence fonctionnant en bande Ku (13,6 GHz),
- Active Microwave Instrument (AMI), instrument combinant les fonctions d'un radar à ouverture de synthèse (SAR) et d'un diffusiomètre à vent. Le SAR, qui génère des images radar haute résolution, permet l'étude des glaces, de la végétation ou des mouvements de terrain par techniques d'interférométrie. Le diffusiomètre, dont la fonction initiale réside dans la cartographie des champs de vent (vitesse et direction) sur l'océan, a été aussi utilisé pour observer les glaces de mer, les calottes polaires et la végétation.
- Microwave Sounder (MWS), radiomètre micro-onde passif, qui permet comme le radiomètre à bord de T-P, d'estimer le contenu en vapeur d'eau et d'eau liquide de l'atmosphère.

Cependant le MWS n'opère qu'aux fréquences 22 et 37 GHz,

- Along Track Scanning Radiometer (ATSR), instrument fonctionnant dans le domaine infrarouge qui permet entre autres, de restituer, en l'absence de nuage, les températures de surface.

4.4 La mission altimétrique ENVISAT

Dans le cadre de son programme d'observation de la Terre, l'ESA a lancé le satellite ENVISAT en mars 2002, conçu pour permettre à la communauté scientifique de mieux comprendre notre environnement et les phénomènes responsables des changements

climatiques. Durant ces 5 années de durée de vie, cette mission doit contribuer à l'amélioration [*Gardini et al.*, 1995]:

- des décisions prises pour la gestion des ressources de la Terre,
- de la caractérisation des processus affectant la Terre solide.

Pour répondre à ces objectifs, ce satellite géant pesant plus de 8 tonnes et dont les paramètres orbitaux sont identiques à ceux d'ERS, emporte dix instruments scientifiques fournissant des mesures systématiques de l'atmosphère, des océans et des continents dont les principaux sont [*Wehr et Attema*, 2001]:

- un SAR à haute résolution (ASAR –Advanced Synthetic Aperture Radar),
- un spectromètre de moyenne résolution (GOMOS – Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) pour la mesure de la concentration des gaz sous forme de trace présents dans l'atmosphère,
- le spectromètre imageur MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) pour l'observation de la Terre dans quinze bandes spectrales du visible et du proche infra-rouge, avec une résolution au sol allant de 300 à 1200 m,
- un spectromètre infra-rouge (MIPAS – Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) permettant l'analyse des gaz présents dans l'atmosphère,
- un altimètre radar bi-fréquence (RA-2 ou Adavanced Radar Altimeter) en bandes Ku à 13,575 GHz et S à 3,2 GHz [*Zelli*, 1999], qui doit fournir des échos radars des surfaces océaniques, continentales et des calottes polaires pour la mesure de la topographie océanique, les variations de niveau d'eau des fleuves, le suivi des glaces de mer. Le traitement des échos radars ou formes d'onde altimétriques est réalisé par le segment sol, au moyen de quatre algorithmes différents, dans le but d'obtenir des distances précises entre le satellite et la surface,
- le radiomètre MWR (MicroWave Radiometer) pour l'estimation du contenu en vapeur d'eau et d'eau liquide de l'atmosphère,
- 2 systèmes positionnement précis (DORIS et LRR).

Chapitre 3 : Le traitement des échos radar – Cas des surfaces continentales

Chapitre 3 : Le traitement des échos radar – Cas des surfaces continentales 41
1. Introduction 42
2. Traitement des échos radar 42
2.1 Principe 42
2.2 Traitement des échos océaniques 43
3. Les formes d'onde altimétriques sur les eaux continentales 44
4. Les principaux algorithmes développés pour l'étude des terres émergées 47
4.1 Les méthodes de seuillage 47
4.2 Les algorithmes analytiques : l'exemple d'Ice-2 49
4.3 Les méthodes de reconnaissance des formes 50
5. Les limitations de l'altimétrie sur les eaux continentales 51
5.1 Décrochage de l'altimètre 51
5.2 Accrochage persistant de l'altimètre 52
5.3 Erreurs dues à la pente 53
6. Conclusion 54

1. Introduction

Le traitement des échos altimétriques est l'opération permettant d'estimer les paramètres physiques (hauteur altimétrique, section efficace radar) à partir de l'analyse du signal retourné vers l'altimètre. Cette opération effectuée, soit en temps réel à bord du satellite, soit en temps différé au sol, est nécessaire à l'exploitation des mesures altimétriques. Bien que conçus pour l'étude des surfaces océaniques, les radar altimètres ont démontré des potentialités inattendues sur les surfaces continentales, comme la topographie des calottes polaires [*Zwally et al.*, 1989 ; *Rémy et al.*, 1990 ; *Rémy et al.,* 1999] ou le suivi des eaux continentales – lacs [*Morris et Gill*, 1994 a ; b; *Birkett*, 1995 a ; b; *Cazenave et al.*, 1997], bassins fluviaux [*Birkett*, 1998 ; *de Oliveira Campos et al.*, 2001 ; *Birkett et al.*, 2002 ; *Maheu et al.*, 2003]. Sur les surfaces continentales, les conditions de fonctionnement nominal des altimètres, à savoir le suivi de surfaces plates, ne sont, dans la plupart des cas, pas respectées. En général, plusieurs effets provoquent des distorsion et des variations de l'écho radar, réduisant sa capacité à fournir des estimations précises de la distance Terre-satellite [*Guzkowska et al.*, 1990]: la variabilité spatiale de l'élévation de la surface réfléchissante, la présence d'échos quasi-spéculaires dus à des zones de forte réflexion en surface, les effets, mi-absorbants/mi-réfléchissants du couvert végétal et la pénétration de l'onde dans le sol. Diverses solutions ont été envisagées pour rendre exploitables les échos radar acquis sur les surfaces continentales. Après avoir rappelé le principe du traitement des échos radar, nous rappellerons les principales limitations à l'utilisation de l'altimétrie en domaine continental.

2. Traitement des échos radar

2.1 Principe

Afin d'extraire toutes les informations contenues dans les signaux altimétriques, ces derniers font l'objet d'un traitement dont le principe consiste à ajuster à la forme d'onde obtenue, un modèle de forme d'onde théorique, comme par exemple le modèle de Brown [*Brown*, 1977].

Plusieurs paramètres sont alors extraits de la forme d'onde, comme schématisés sur la Figure 3-1 :

- la distance entre le satellite et la surface (ou range), déduite du temps de trajet aller-retour entre l'émission de l'onde électromagnétique et le milieu du front de montée.
- la largeur du front de montée qui renseigne sur la dispersion de la hauteur des multiples facettes qui ont réfléchi le signal dans la zone illuminée. Elle caractérise la macro-rugosité de

la surface ou la pénétration du signal dans le milieu. En océanographie, il est utilisé pour caractériser la hauteur significative des vagues (**$H_{1/3}$**).

- la section efficace radar ou coefficient de rétrodiffusion (**σ_0**), exprimée en décibel (dB). Elle est proportionnelle à l'énergie totale reçue par l'instrument. Elle s'obtient en calculant l'intégrale de la forme d'onde et correspond donc au rapport entre la puissance émise par l'instrument et la puissance reçue. Elle est caractéristique de la nature de la surface illuminée. En océanographie, elle est liée à l'intensité du vent.
- la pente du flanc, exprimée en Neper/porte qui fournit des informations sur le dépointage de l'antenne, mais aussi sur la pénétration du signal dans le milieu réfléchissant.

Une première opération, effectuée à bord du satellite et appelée suivi de bord ou **tracking**, consiste à ajuster le milieu du front de montée dans le but de garantir le maintien de l'écho dans la fenêtre d'analyse. Le traitement des formes d'ondes est par la suite réalisé au sol avec des algorithmes sophistiqués, afin d'obtenir les paramètres ci-dessus avec la plus grande précision possible. Cette opération porte le nom de retraitement ou **retracking**. Les algorithmes utilisés pour cette opération peuvent ainsi être adaptés au type de surface survolée par l'instrument au moment de l'acquisition des mesures.

2.2 Traitement des échos océaniques

Selon le modèle théorique de Brown [1977], la forme d'onde altimétrique (Eq. 3-1) peut-être représentée par la double convolution entre l'impulsion radar, la fonction de réponse d'un élément de surface réfléchissante (comprenant le gain d'antenne) et la fonction de répartition de ces éléments de surface. La puissance reçue par l'altimètre peut-être représentée par [*Rodriguez et Chapman*, 1989]:

$$P_r(t)=P_e(t)*f_{ptr}(t)*g_{pdf}(z) \quad \text{(Eq. 3-1)}$$

où $P_r(t)$ est la puissance reçue par l'altimètre, $P_e(t)$, la puissance émise, $f_{ptr}(t)$, la fonction de réponse d'un élément de surface réfléchissante (comprenant le gain d'antenne), $g_{pdf}(z)$, la fonction de répartition de ces éléments de surface.

Ce modèle repose sur les 5 hypothèses suivantes [*Brown*, 1977]:

1) La surface diffusante est formée d'un grand nombre de petits éléments indépendants.
2) La répartition statistique des hauteurs des surfaces est supposée constante sur toute la surface illuminée.

3) La diffusion est un processus scalaire, sans effet de polarisation et indépendant de la fréquence.
4) La variation du processus de diffusion avec l'angle d'incidence dépend uniquement de la section efficace de rétrodiffusion et du gain d'antenne.
5) L'effet Doppler (de largeur $4V_r/\lambda$) est négligeable devant la largeur en fréquence de l'enveloppe de l'impulsion transmise (2/T avec T, la période de l'impulsion transmise).

Le modèle de Brown, qui permet de reconstituer de manière théorique l'écho océanique (Figure 3-1), est à la base de l'algorithme utilisé pour le traitement des formes d'onde altimétriques sur les océans.

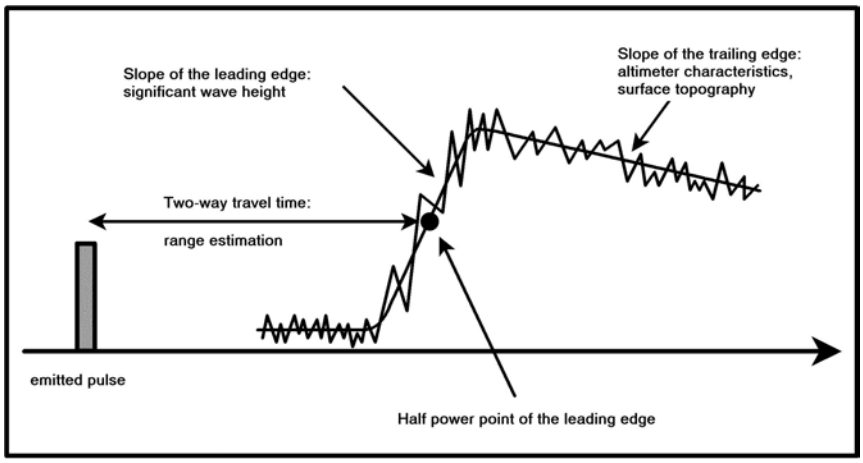


Figure 3-1: Formes d'onde de type océanique, théorique et réelle.

3. Les formes d'onde altimétriques sur les eaux continentales

Sur les eaux continentales, les formes d'onde se répartissent suivant 4 catégories principales [*Guzkowska et al.*, 1986; 1990] : océanique, quasi-spéculaire, à large pic et multi-pics.

Les échos radar de type océanique se caractérisent par un front de montée assez marqué et un large plateau décroissant doucement. Ils correspondent à des réflexions sur des surfaces planes de diffusion uniforme et sont observés sur des lacs et des fleuves larges ou des plaines d'inondation de dimension suffisante pour que l'écho ne soit pas perturbé par des réflexions parasites provenant des terres environnantes ou de la végétation.

Ceux quasi-spéculaires présentent un front de montée quasi-vertical et une décroissance rapide du flanc descendant, se rencontrent sur des surfaces lisses comme les marais, les fleuves ou les étendues d'eau de petite taille.

Les formes d'onde à large pic sont caractérisées par une décroissance du flanc descendant moins rapide que les échos quasi-spéculaires. Cette catégorie peut se subdiviser en trois sous-ensembles. Les échos de type a) présentant un front de montée marqué, caractéristique des étendues plates ou de faible pente comme les zones de transition entre terre et eau (berges, bancs de sable...). Ceux de type b) où est présente une composante de diffusion après le pic, correspondant à des configurations pour lesquelles l'étendue d'eau est voisine d'une surface de faible réflectivité (fleuves ou petits lacs). Ceux de type c) formé d'un pic entouré de deux composantes de diffusion qui correspondent à une zone en eau entourée d'un terrain de faible réflectivité, caractéristiques des fleuves et petits lacs.

Les échos à plusieurs pics (avec ou sans composante de diffusion), où chaque pic correspond à une zone en eau (bras de fleuves, petits lacs…).

Des exemples des différents types de forme d'onde sont présentés sur la Figure 3-2.

Nous avons réalisé une classification de 188 formes d'onde issues des Sensor Data Records (SDR) du cycle 352 (du 4 au 13 avril 2002) de T/P sur les intersections de la trace 241 dans le bassin du Rio Branco suivant les critères de Guzkowska et al. [1990]. Les résultats obtenus sont résumés dans le Tableau 3-1.

Type de formes d'onde	Traitées (%)	Non traitées (%)	Total (%)
Océanique	2,1	2,7	4,8
Quasi-speculaire	36,2	12,8	50
Pic large (a)	3,2	17	20,2
Pic large (b)	4,3	3,7	8
Pic large (c)	3,2	1,6	4,8
Multi-pics	5,3	8	13,3

Tableau 3-1: Type de formes d'onde.

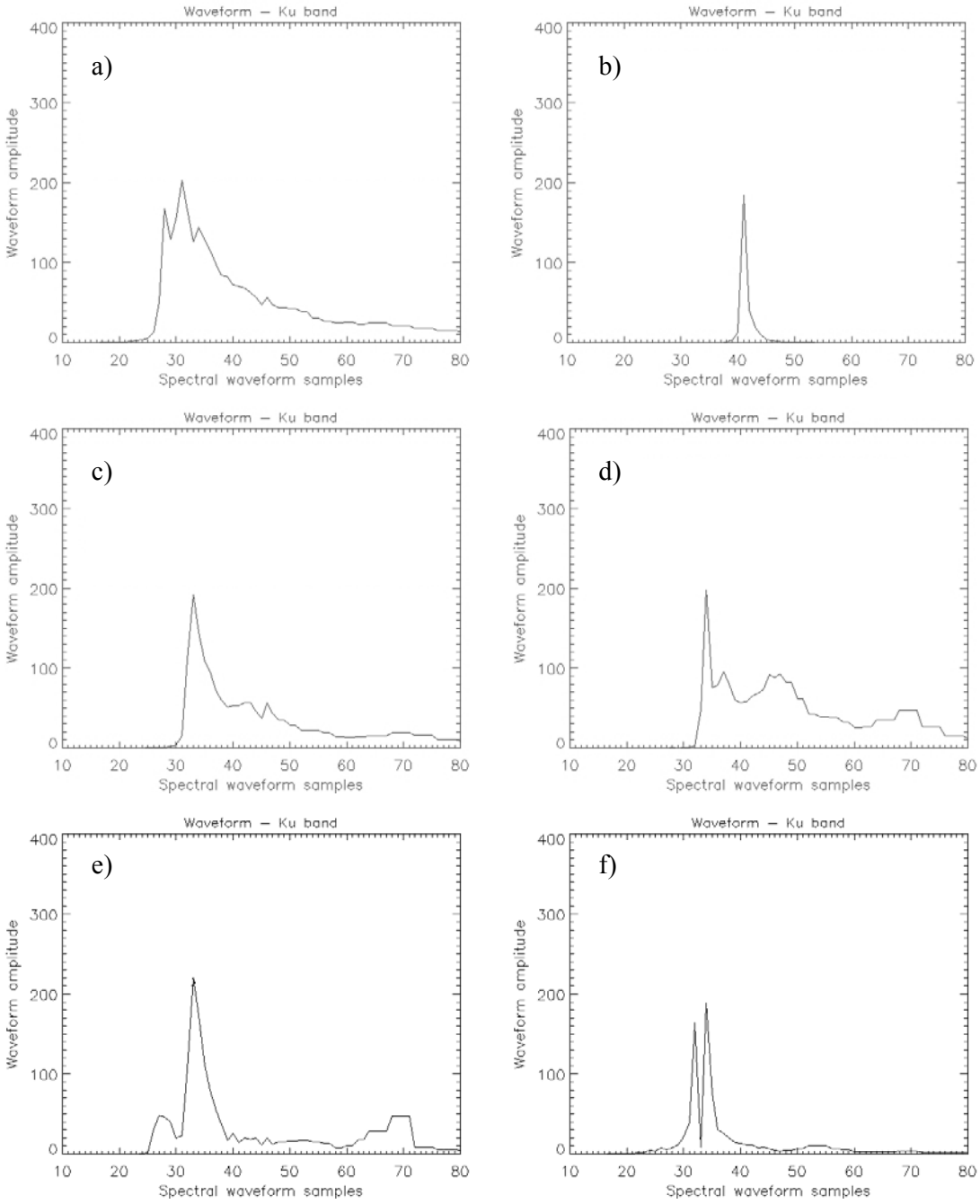


Figure 3-2: Formes d'onde caractéristiques des eaux continentales. a) Océanique, b) Quasi-spéculaire, c) Large pic (a), d) Large pic b), e) Large pic (c), f) Multipics.

La moitié des échos radar identifiés sont de type spéculaire, 30% appartiennent à la catégorie des larges pics, 15% ont plusieurs pics et seulement 5% sont de type océanique. Pour seulement 2% des échos océaniques, une hauteur a pu être associée. Pour plus de 55% des signaux recueillis par T/P, le calculateur de l'altimètre est dans l'impossibilité d'associer une hauteur. Sur les 45% restants, différentes études présentant des comparaisons entre mesures altimétriques et in-situ ont montré que les erreurs sur la mesure de T/P étaient de l'ordre de 30 à 50 cm [*Birkett*, 1998 ; *de Oliveira Campos*, 2001 ; *Birkett et al.*, 2002]. Il apparaît nécessaire de retraiter les formes d'onde altimétriques pour accroître le nombre de mesures disponibles et améliorer leur qualité sur les eaux continentales.

4. Les principaux algorithmes développés pour l'étude des terres émergées

Comme le montrent les résultats présentés au paragraphe 3 sur la nature des formes d'onde enregistrées sur les eaux continentales, les échos radar rencontrés en domaine continental sont très différents de ceux observés sur l'océan. Différentes solutions de retraitement des formes d'onde ont été développées suivant la nature de la surface considérée. Trois grandes familles se dégagent : les méthodes de seuillage, les méthodes analytiques, la reconnaissance des formes.

4.1 Les méthodes de seuillage

4.1.1 Exemple de l'algorithme Ice-1

L'algorithme de retraitement des formes d'onde Ice-1 a été mis au point pour l'étude des calottes polaires, et plus généralement, des surfaces continentales. Cette méthode est basée sur le principe du seuillage, ce qui nécessite l'estimation de l'amplitude de la forme d'onde. Cette estimation doit être peu sensible au bruit de speckle – l'effet du bruit diminuant à mesure que le nombre de points d'échantillonnage de la forme d'onde augmente - et aux changements de forme de l'écho radar [*Bamber*, 1994]. Cette technique est connue sous le nom de méthode de déplacement du centre de gravité (Offset Centre Of Gravity ou OCOG) et est décrite par les équations 3-2, 3-3 et 3-4 [*Wingham et al.*, 1986]. L'algorithme calcule le centre de gravité, l'amplitude et la largeur d'un rectangle englobant le maximum d'échantillons de l'écho radar (Figure 3-2), l'amplitude du rectangle valant le double de la valeur du centre de gravité. Dans les équations 3-2, 3-3 et 3-4, le carré de la valeur de chaque

échantillon est utilisé pour réduire l'effet des faibles valeurs des points d'échantillonnage se trouvant avant et au début du front de montée [*Wingham et al.*, 1986].

$$centre\ de\ gravité = \frac{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} ny^2(n)}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)} \qquad \text{(Eq. 3-2)}$$

$$amplitude = \sqrt{\frac{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^4(n)}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)}} \qquad \text{(Eq. 3-3)}$$

$$largeur = \frac{\left(\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)\right)^2}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^4(n)} \qquad \text{(Eq. 3-4)}$$

où y est la valeur du n^{ième} point d'échantillonnage et aln est le nombre de points d'échantillonnage pouvant être affecté par le repliement de spectre, au début et à la fin de la forme d'onde.

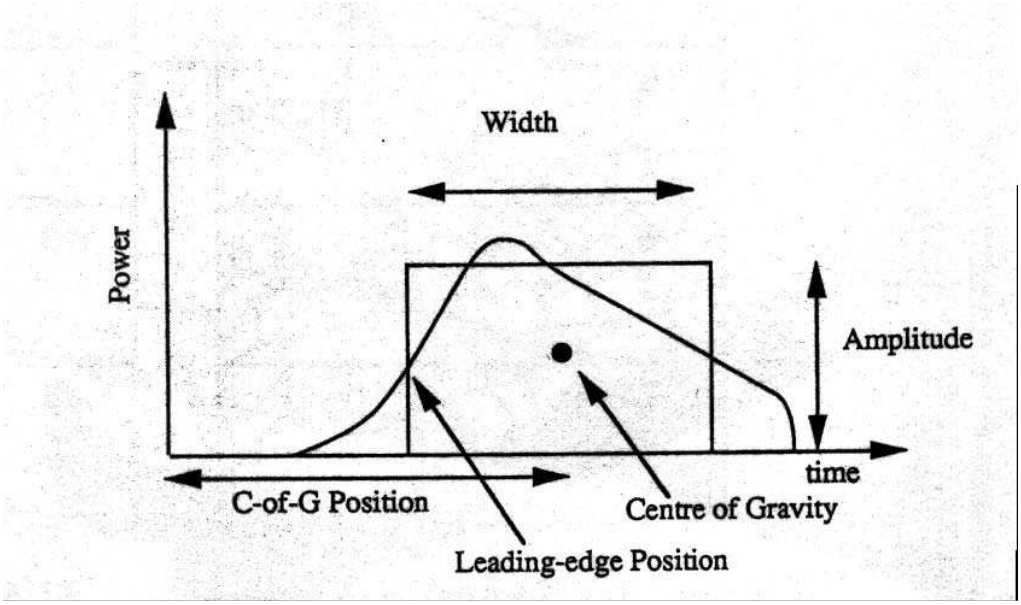


Figure 3-3: Principe de l'algorithme Ice-1 (d'après Wingham et al., 1986).

Un seuil sur la valeur maximale du front de montée est appliqué (25 % de l'amplitude) afin d'identifier le point nominal de retraitement dans le front de montée de la forme d'onde (Figure 3-3).

4.1.2 Exemple de l'algorithme Sea Ice

Aucun modèle ne décrivant la nature des formes d'onde provenant des glaces de mer, seule une méthode simple peut-être utilisée pour retraiter ce type d'échos radar.

L'amplitude de la forme d'onde est tout d'abord identifiée : il s'agit de la valeur maximale de la forme d'onde (Eq. 3-5).

$$amplitude = \max_{n \in N}(y(n)) \qquad \text{(Eq. 3-5)}$$

où y est la valeur du n^{ième} échantillon de la forme d'onde et N le nombre d'échantillons de la forme d'onde.

La correction introduite par le retraitement (Figure 3-4) est déterminée comme l'abscisse du point de la forme d'onde dont la valeur est supérieure à la moitié de l'amplitude de l'écho [*Laxon*, 1994 ; *ESA*, 2002].

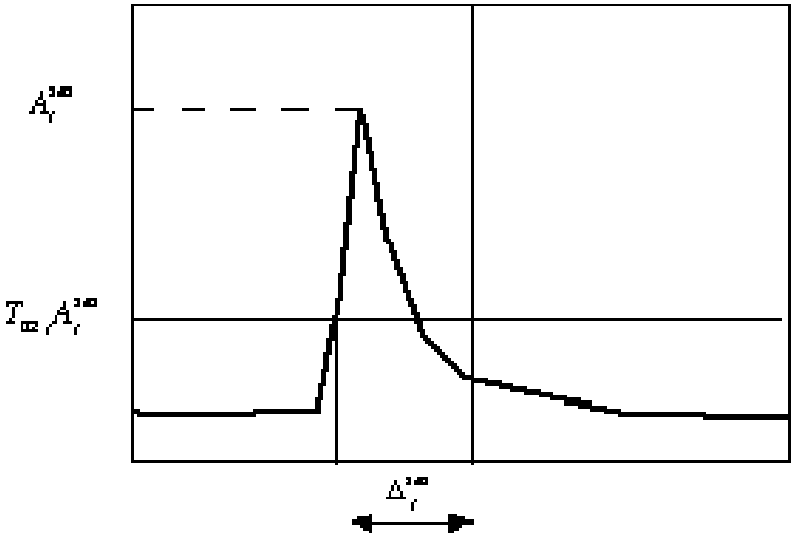


Figure 3-4: Principe de l'algorithme Sea Ice (d'après Laxon, 1994).

4.2 Les algorithmes analytiques : l'exemple d'Ice-2

L'objectif de ces algorithmes est de faire coïncider la forme d'onde mesurée avec un modèle théorique d'écho radar, caractéristique de la surface considérée, défini au moyen du modèle de Brown [1977]. L'algorithme de retraitement Ice-2, développé pour l'étude des calottes polaires de l'Antarctique et du Groënland, décompose, quant à lui, la forme d'onde altimétrique (Figure 3-6) en front de montée et flanc descendant, le premier modélisé par une fonction erreur (erf) et le second par une exponentielle décroissante [*Legrésy et Rémy*, 1997].

Les deux parties de la forme d'onde peuvent être traitées séparément sous l'hypothèse que les effets observés sur le flanc descendant ont un impact négligeable sur le front de montée [*Legrésy*, 1995].

En domaine continental, la répartition des surfaces diffusantes n'est pas régulière à l'échelle de l'empreinte radar, ce qui est en contradiction avec les hypothèses 1) et 2) du modèle de Brown. Ceci a été constaté par Legrésy [1995] pour les calottes polaires et a pour conséquence de bruiter les formes d'onde en raison des irrégularités de la surface.

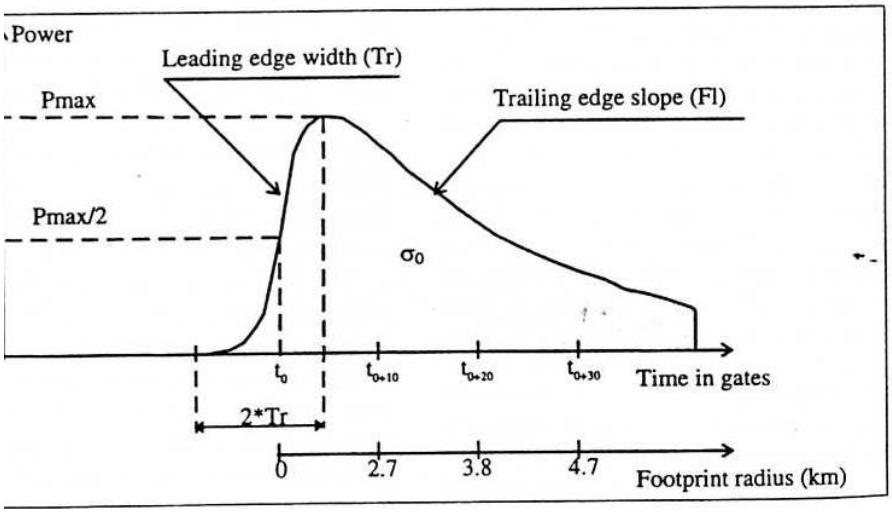


Figure 3-6: Forme d'onde théorique recherchée par l'algorithme Ice-2 (d'après Légrésy et Rémy, 1997).

Les algorithmes présentés ci-dessus (Océan, Ice-1, Ice-2, Sea Ice) sont utilisés de manière opérationnelle dans la chaîne de retraitement de l'altimètre d'ENVISAT. D'autres algorithmes, comme celui de Brenner et al. [1997], adaptés aux formes d'onde ayant deux pics ont été développés, mais sont moins fréquemment utilisés en raison de la complexité de leur mise en application.

4.3 Les méthodes de reconnaissance des formes

Une technique alternative a été mise au point pour traiter les formes d'onde observées en domaine continental. Elle consiste à trier les formes d'onde en fonction de leur aspect, et ensuite de leur appliquer un algorithme de retraitement adapté à chaque type identifié [*Berry*, 2000]. Cette approche, qualifiée de « système expert », utilise 11 algorithmes. Elle a été appliquée au retraitement des mesures des altimètres ERS-1&2 et T/P [*Berry et al.*, 2005]. Nous disposons d'un nombre très limité d'informations concernant cette technique dont les résultats n'ont pas été validés.

5. Les limitations de l'altimétrie sur les eaux continentales

5.1 Décrochage de l'altimètre

En fonctionnement normal, le calculateur de l'altimètre effectue un traitement des échos radar que le récepteur vient d'enregistrer pour lui permettre d'ajuster au mieux ses paramètres de réception des échos à venir. Il anticipe les réglages de l'écho n+1 à partir du traitement des échos n, n-1, n-2… Ces réglages concernent la position et l'amplitude de la fenêtre d'enregistrement. Cette fenêtre, d'une largeur constante, est centrée sur la date probable de retour du signal, et sa hauteur, calibrée sur la puissance prévue, pour que l'écho occupe une place maximale dans cette fenêtre. Ce caractère anticipatif est particulièrement adapté aux surfaces homogènes, tant au niveau de l'altitude que de la rétrodiffusion. Or le milieu n'est en général pas uniforme et l'altimètre est perturbé par [*Mercier*, 2001]:

- des contrastes topographiques au sein de la tâche au sol : dénivelé parfois important entre l'eau et le rivage, une plaine et une colline ou une montagne.
- des contrastes de rétrodiffusion : lors du passage brutal d'un milieu peu réfléchissant (une plaine) vers un milieu très réfléchissant (un lac), le capteur de l'altimètre peut saturer.

Lorsque l'algorithme de suivi de bord est dans l'incapacité d'adapter ses paramètres d'acquisition au terrain rencontré, on dit que l'altimètre décroche. Une fois décroché, des processus automatiques de réinitialisation de l'instrument s'amorcent de manière à lui permettre, lorsqu'il rencontrera à nouveau un terrain favorable, de s'adapter aux nouvelles conditions de mesure (phase d'acquisition). Cette adaptation nécessitant quelques instants - de 1 à 3 secondes [*Fu et Cazenave*, 2001] – le satellite a parcouru plusieurs kilomètres. De nombreuses mesures sont ainsi perdues sur les petites étendues d'eau ou à la traversée des fleuves. Pour éviter la perte d'un trop grand nombre de données, les fenêtres de réception ont été élargies sur les capteurs d'ERS-1&2 (4 fois) et d'ENVISAT (4 et 16 fois).

Ce problème handicape le fonctionnement de l'altimètre Poseidon-2 (embarqué sur Jason-1) sur les continents et conduit à la perte d'un très grand nombre de données sur les terres émergées. Pour y remédier, le CNES a imaginé un nouveau système de suivi de bord qui équipera les futures missions altimétriques Poseidon-3 (embarqué sur Jason-2) et Altika. Il consiste à assurer le maintien de l'écho dans la fenêtre de réception, non plus par un automatisme de bord, mais par un pilotage a priori sur une hauteur (référencée par rapport à un modèle de géoïde). Cette hauteur, issue d'un modèle numérique de terrain (MNT) et variant en fonction de la position du satellite sur son orbite, est stockée à l'intérieur de

l'instrument et comparée à l'altitude instantanée du satellite fournie par le système DORIS, pour permettre le bon positionnement de la fenêtre de réception de l'altimètre. Grâce à cette méthode, il devrait être possible de suivre toutes les surfaces et même de réaliser des visées proches du nadir (dans la limite de champ de vue de l'antenne).

5.2 Accrochage persistant de l'altimètre

Ce cas de figure se présente lorsque l'altimètre continue de mesurer la hauteur d'une surface réfléchissante qu'il a cessé de survoler. Les profils hydrologiques des lacs, fleuves, zones d'inondation, obtenus par altimétrie satellitaire sont censés être plats ou légèrement inclinés en raison de la pente du plan d'eau. On observe cependant, sur de nombreux profils hydrologiques obtenus par altimétrie satellitaire, des structures paraboliques tournées vers le haut, artefacts de la mesure altimétrique. L'exemple de la Figure 3-7 illustre ce cas de figure pour la trace 349 du satellite ENVISAT. L'altimètre survole un terrain complexe, composé de lacs et d'îles couvertes de végétation. Sur le profil latitudinal de hauteurs présenté sur la Figure 3-7, on observe une succession de zones humides (ayant des hauteurs proches) et d'îles et de banc de sable (rupture dans le profil et forte dispersion). On remarque que pour le lac 3, les hauteurs sont très similaires, alors que pour le lac 2, le profil présente une forme parabolique dont l'apex est situé autour de 7m.

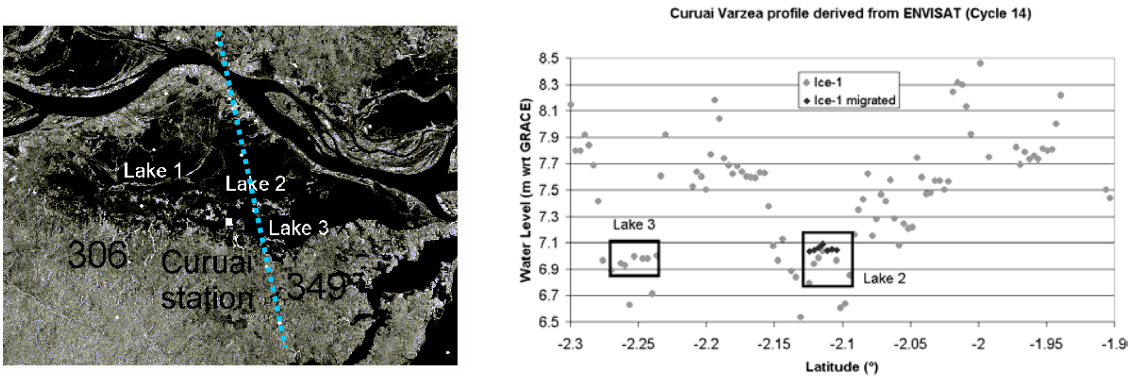


Figure 3-7: Exemple d'accrochage de l'altimètre au-dessus de la várzea de Curuaí.

Cette situation se produit lorsque l'altimètre continue de mesurer la hauteur d'une surface réfléchissante qu'il vient de survoler mais qui n'est plus située à son nadir. Le temps de trajet aller-retour de l'onde entre le satellite et la surface au nadir (et par conséquent la mesure altimétrique) est surestimé. Comme l'illustre la Figure 3-8, l'erreur sur l'estimation de la hauteur est donnée par (Eq. 3-5):

$$\Delta h = h' - h = h\left(\sqrt{1+\left(\frac{d}{h}\right)^2} - 1\right) \sim \frac{d^2}{2h}; d << h \quad \text{(Eq. 3-5)}$$

où Δh est l'erreur sur la mesure, h la distance Terre-satellite réelle, h' la distance mesurée, d la distance le long de la trace entre le nadir du satellite et la surface réfléchissante.

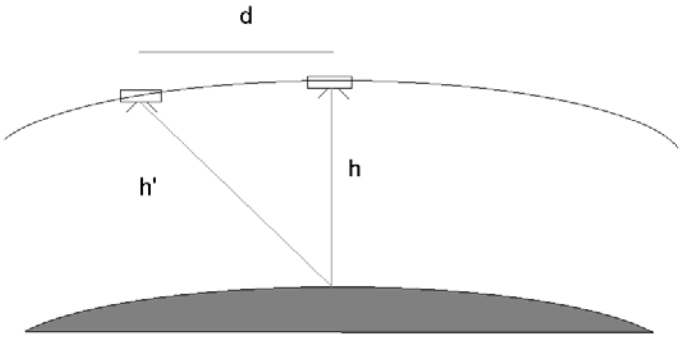


Figure 3-8: erreur liée à l'accrochage de l'altimètre.

La technique connue sous le nom de migration permet de corriger ce type d'erreur. Elle consiste à intégrer l'énergie correspondant à ces structures et à la refocaliser au maximum de la parabole. Elle a été déjà été utilisée pour corriger ce phénomène pour l'étude des calottes polaires [*Nuth et al.*, 2002]. Nous n'avons pas appliqué cette technique aux formes d'onde altimétriques mais aux mesures altimétriques retraitées avec l'algorithme « Ice-1 » pour le lac 2 de la várzea de Curuaí. Nous avons comparé les resultats obtenus, avec ou sans migration aux hauteurs d'eau enregistrées à la station de mesure de Curuaí. Sans migration, l'erreur quadratique moyenne entre données altimétriques et mesures *in-situ* est de 27 cm. Il est réduit de 8 cm après migration.

5.3 Erreurs dues à la pente

Ces erreurs sont liées à la topographie terrestre et connues sous le nom d'erreur causée par la pente [*Brenner et al.*, 1983; *Rémy et al.*, 1989]. Au-dessus des surfaces planes, la mesure

altimétrique représente la distance entre le satellite et la surface située au nadir, tandis qu'au-dessus d'une surface non horizontale, la mesure représente la distance au point le plus proche de la surface contenue dans la tâche au sol de l'altimètre (Figure 3-9). Ce point est à une altitude plus élevée que le point directement au nadir [*Brenner et al.*; 1983]. L'erreur sur la distance Terre-satellite vaut (Eq. 3-6):

$$\Delta H = H(1-\cos\alpha) \sim \frac{H\alpha^2}{2} \qquad \text{(Eq. 3-6)}$$

avec ΔH l'erreur sur la mesure altimétrique, H la mesure altimétrique au nadir, α la pente de la surface.

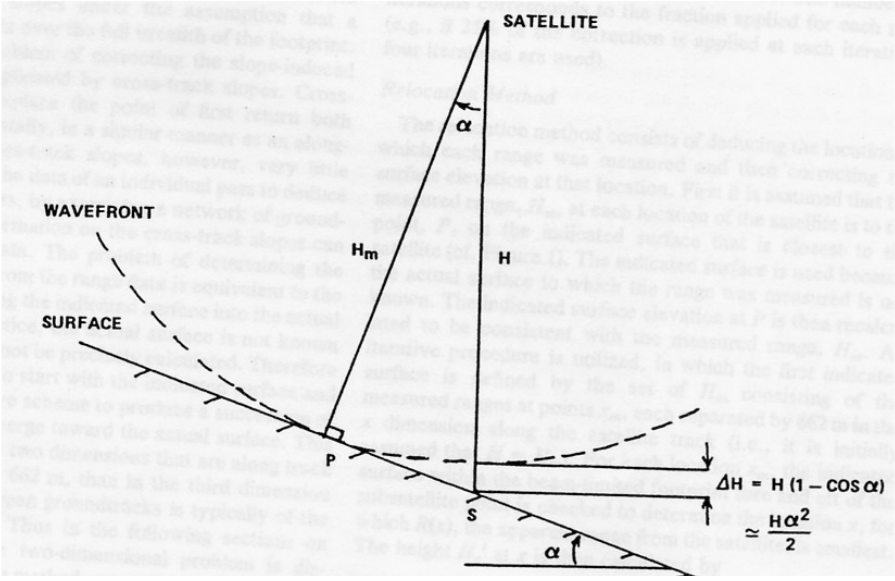


Figure 3-9: Description schématique de l'erreur de pente pour une surface d'inclinaison α.

Si l'on considère des valeurs réalistes de l'altitude du satellite, de pente, l'erreur liée à la topographie peut atteindre plusieurs dizaines de mètre [*Brenner et al.*, 1983].

6. Conclusion

Parmi les limitations présentées dans ce chapitre, les plus pénalisantes pour l'étude des eaux continentales sont celles concernant le décrochage de l'altimètre et les erreurs de positionnement de l'algorithme de suivi de bord. Le décrochage de l'altimètre est responsable de la perte d'un très grand nombre de mesures. Dans le cas de Jason-1, une faible quantité d'échos radar est récupérée par l'instrument. La définition d'instruments tenant mieux compte des spécificités de l'altimétrie sur les terres émergées, à l'instar de l'altimètre RA-2 d'ENVISAT, est alors nécessaire.

Quand les formes d'onde sont transmises vers le sol, des procédures de retraitement adaptées au milieu survolé (eaux, végétation, calottes polaires) doivent être appliquées. Le développement de tels algorithmes est en cours dans le cadre d'une collaboration interne au LEGOS, entre l'équipe GOHS et l'équipe OSCAR (Observations des Surfaces Continentales par Altimétrie Radar).

Chapitre 4 : De la mesure altimétrique aux niveaux d'eau sur les continents

Chapitre 4 : De la mesure altimétrique aux niveaux d'eau sur les continents 57
1. Introduction 58
2. Les produits altimétriques 58
3. Construction des séries temporelles de hauteur d'eau 59
3.1 Sélection géographique 59
3.2 Sélection des mesures valides 60
3.3 Séries temporelles de hauteur d'eau 60
4. Application à la validation des hauteurs d'eau déduites des mesures d'ENVISAT 63
4.1 Choix de la zone d'étude 63
4.2 Comparaison avec les mesures in-situ 64
4.3 L'exemple de la várzea de Curuaí 66
5. Conclusion 69

1. Introduction

Ce chapitre présente, tout d'abord, les caractéristiques des données altimétriques T/P, ERS-1&2 et ENVISAT, en terme de couverture spatiale, répétitivité temporelle, paramètres orbitaux, disponibilité des données, retraitement des formes d'onde.

Les étapes du traitement permettant de passer de la mesure altimétrique à la hauteur d'un plan d'eau (sélection géographique, sélection des mesures valides, calcul du niveau d'eau moyen) sont ensuite décrites. Cette méthode a été testée dans le cadre de la validation des mesures de l'altimètre d'ENVISAT.

2. Les produits altimétriques

Les données altimétriques utilisées au cours de cette thèse ont été acquises par les missions T/P, ERS-1&2 et ENVISAT. Les principales caractéristiques des différentes missions sont résumées dans le Tableau 4-1.

Mission	**Topex/Poseidon**	**ERS-1&2**	**ENVISAT RA-2**
Vocation	Mesure précise de la surface des océans	Plateforme pluri-disciplinaire	Successeur d'ERS pour l'étude de l'environnement
Disponibilité des données	Ancienne orbite : 13/10/1992 – 15/08/2002 Nouvelle orbite : 30/09/2002 – 20/03/2005	1993- 2003	02/10/2002 – 06/06/2005
Altitude	1336 km	800 km	800 km
Inclinaison de l'orbite	66,6°	98,5°	98,5°
Distance inter-trace à l'équateur	315 km	80 km	80 km
Répétitivité	10 jours	35 jours	35 jours
Traitement des échos radar	Algorithme de suivi de bord	ICE-2	OCEAN, ICE-1, ICE-2, SEA ICE
Fréquence des mesures Distance entre 2 mesures	10 Hz / 580 m	20 Hz / 350 m	20 Hz / 350 m

Tableau 4-1: Principales caractéristiques des missions altimétriques.

La trajectoire du satellite T/P a été décalée d'une demie inter-trace suite au lancement de son successeur Jason-1, en août 2002. L'altimètre Jason-1 étant inadapté à la mesure sur les surfaces continentales, handicapé par de trop fréquents décrochages, ses mesures, en nombre insuffisant, sont inexploitables pour l'hydrologie continentale

3. Construction des séries temporelles de hauteur d'eau

3.1 Sélection géographique

En l'absence de cartes topographiques détaillées des zones d'étude, des images satellitaires sont utilisées pour délimiter les zones en eau présentes sous les traces altimétriques. L'utilisation de ces fonds de carte permet de définir des stations altimétriques, comme les intersections des traces altimétriques avec les zones en eau où des séries temporelles de hauteur d'eau peuvent être obtenues. Sur le bassin amazonien, nous avons choisi d'utiliser des images SAR (Synthetic Aperture Radar) comme fond de cartes pour délimiter les zones inondées sous les traces altimétriques. Dans le cadre du projet GRFM (Global Rain Forest Mapping) – collaboration internationale sous l'égide de l'agence spatiale japonaise (NASDA – NAtional Space Development Agency of Japan), des images de haute résolution (100 m) de l'ensemble des forêts tropicales ont été acquises par le satellite JERS-1. Ce satellite est un imageur SAR, fonctionnant en bande L, à une longueur d'onde de 23,5 cm, lancé en 1992 et maintenu en opération jusqu'en octobre 1998 [*Chapman et al.*, 2002]. Les signaux en bande L ont l'avantage d'être sensibles tant à l'eau libre qu'à l'eau couverte par la végétation [*Rosenqvist et al.*, 2000]. Le projet GRFM se compose d'une double mosaïque d'images de l'ensemble des forêts équatoriales obtenues à moins d'un an d'intervalle. Pour le bassin amazonien, les données ont été acquises durant deux périodes relativement courtes, de septembre à décembre 1995 et de mai à juillet 1996. Elles correspondent aux basses et hautes eaux pour la plus grande partie du bassin amazonien.

Sur les autres bassins, comme le bassin du Mékong, nous avons eu recours à la mosaïque réalisée à partir d'images acquises dans le domaine optique par le capteur Landsat Thematic Mapper, au cours de l'année 2000, couvrant l'ensemble du globe, par la NASA (https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/). Chacune des images composant la mosaïque a une résolution spatiale de 28,5 m.

Sur le bassin du Mékong, les estimations d'indice de végétation normalisé (NDVI-Normalized Difference Vegetation Index), issues des mesures de l'instrument

VEGETATION, à bord du satellite SPOT-4, ont également été utilisées. Ces images, de répétitivité temporelle égale à 10 jours, ont une résolution spatiale kilométrique.

Ces images satellitaires sont suffisamment précises pour permettre l'identification du cours des fleuves étudiées et de leurs affluents. L'identification des zones inondées présentes dans les bassins versants est, en revanche, moins aisée. Elle nécessite de recourir à des techniques sur lesquelles nous reviendrons au chapitre 5.

3.2 Sélection des mesures valides

A chaque intersection entre une trace satellite et le fleuve (ou une zone inondée), une station altimétrique peut-être définie. Les hauteurs d'eau sont calculées, à partir des mesures altimétriques à haute-fréquence (10 Hz pour T/P et 20 Hz pour ERS-1&2 et ENVISAT), au moyen de l'équation (Eq. 2-8). Si l'un des paramètres intervenant dans cette équation a une valeur aberrante, au vu des critères définis par les agences spatiales, la mesure est éliminée.

La hauteur d'eau moyenne sur l'ensemble des cycles altimétriques est ensuite estimée, ainsi que l'écart-type associé. L'ensemble des points de mesure s'écartant de la valeur moyenne de plus trois fois la valeur de la dispersion (filtrage à « 3 sigmas » correspondant à un intervalle de confiance de 99,7%) sont éliminés.

3.3 Séries temporelles de hauteur d'eau

Les séries temporelles de hauteur d'eau sont obtenues en calculant la médiane, sur la durée d'un cycle, des hauteurs d'eau dérivées des mesures altimétriques contenues dans la fenêtre rectangulaire correspondant à la station virtuelle considérée (Figure 4-1). A chaque point de la série temporelle est associée une dispersion caractérisant la qualité des résultats ainsi obtenus. En norme L1, la dispersion est fournie par l'estimateur :

$$EAM(h)=\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left|h_i-h_{med}\right| \qquad \text{(Eq. 4-1)}$$

où EAM(h) est l'écart absolu médian des observations, N le nombre d'observations, h_i la $i^{ème}$ observation et h_{med} la médiane des observations.

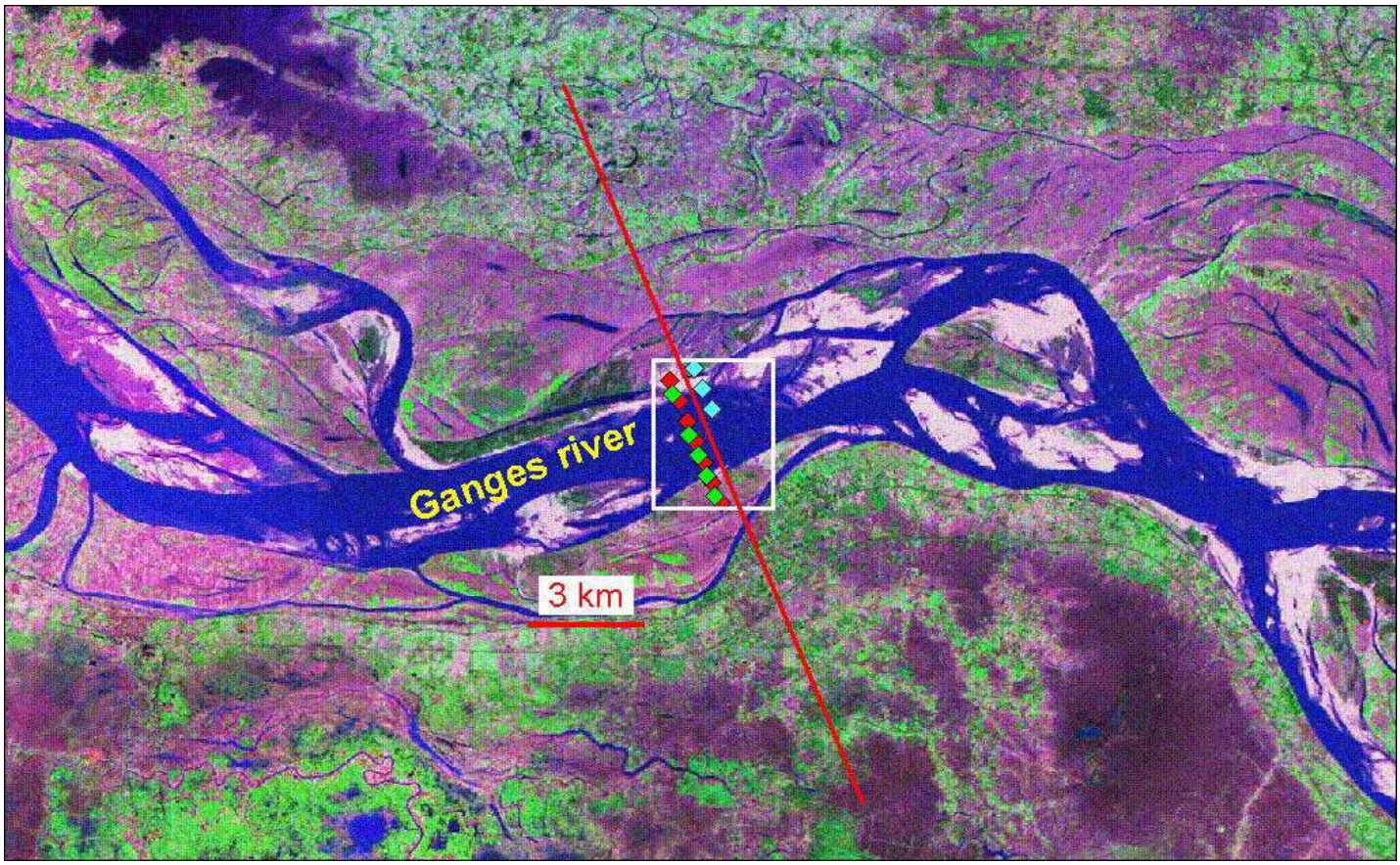


Figure 4-1: Exemple de station virtuelle sur le Gange. Le carré blanc délimite la fenêtre de sélection des données, le trait rouge représente la trace moyenne de T/P. Les losanges correspondent aux mesures à 10 Hz sélectionnées pour les cycles 214 (rouge), 215 (vert) et bleu (216) (Document GOHS, LEGOS, Toulouse).

Les niveaux d'eau sont exprimés par rapport au géoïde EIGEN-GRACE02C, développé jusqu'à l'harmonique 150, obtenu à partir des mesures gravimétriques acquises au cours de la première année de fonctionnement de la mission spatiale GRACE [*Reigber et al.*, 2005], sur laquelle nous reviendrons dans le chapitre 7. Les Figures 4-2, 4-3 et 4-4 présentent des exemples de séries temporelles de hauteur obtenues à partir des mesures altimétriques d'ENVISAT sur le Rio Negro et ses affluents (bassin amazonien). Les fonds de carte utilisés sont des images JERS-1, les rectangles verts symbolisent les stations virtuelles, les traces d'ENVISAT sont représentées en bleu, et les traces T/P en rouge.

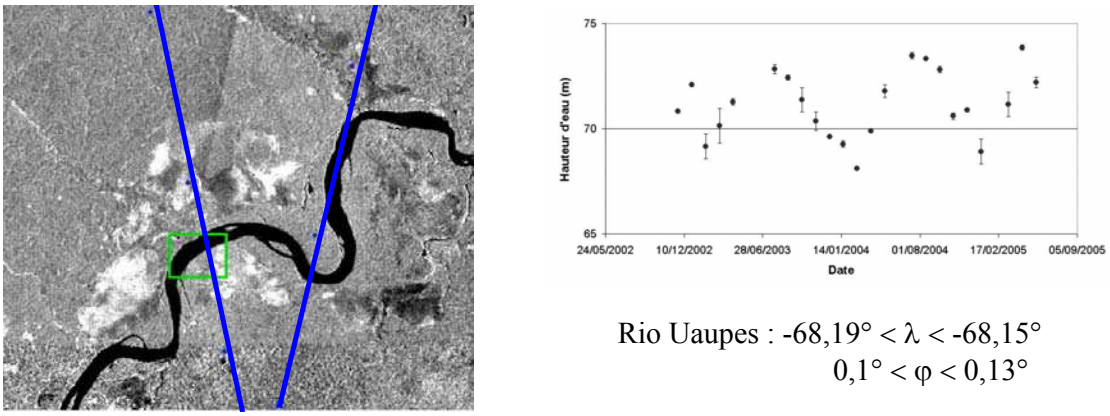


Figure 4-2: Exemple de série temporelle de hauteur d'eau sur le Rio Uaupes.

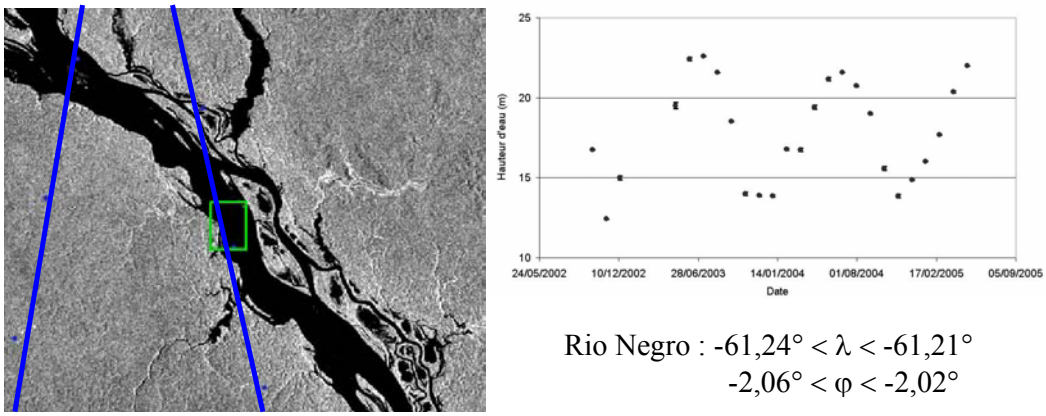


Figure 4-3: Exemple de série temporelle de hauteur d'eau sur le Rio Negro.

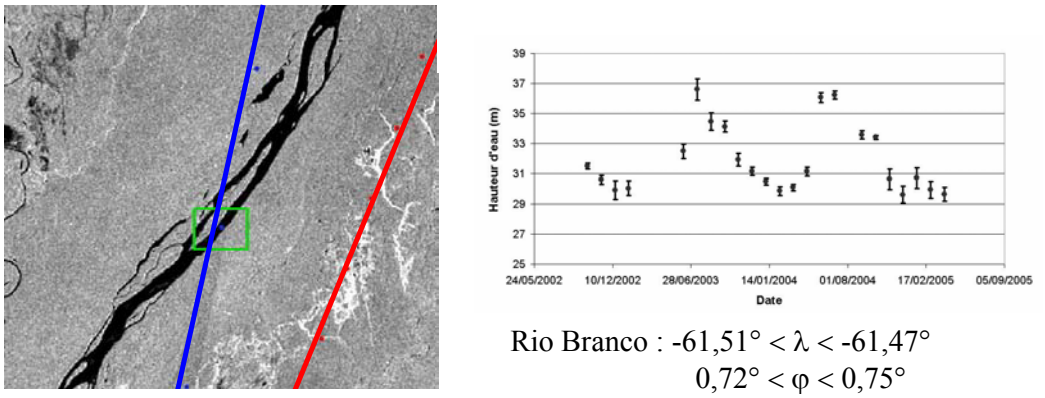


Figure 4-4: Exemple de série temporelle de hauteur d'eau sur le Rio Branco.

4. Application à la validation des hauteurs d'eau déduites des mesures d'ENVISAT

4.1 Choix de la zone d'étude

Pour estimer la qualité des séries temporelles calculées au niveau des stations virtuelles, la méthode la plus fiable consiste à comparer les mesures altimétriques avec les observations in-situ les plus proches dans l'espace et le temps. De nombreuses études ayant utilisé l'altimétrie satellitaire pour le suivi des niveaux d'eau dans les grands bassins fluviaux, ont eu pour cadre le bassin amazonien [*Birkett*, 1998 ; *de Oliveira Campos et al.*, 2001 ; *Birkett et al.*, 2002]. Ces études ont proposé des estimations de la précision des mesures de T/P par comparaison avec des données in-situ. Avec une méthodologie comparable, nous présentons des résultats de validation des mesures de l'altimètre d'ENVISAT.

Pour cette étude, nous avons sélectionné, sur le bassin amazonien, 8 stations limnimétriques gérées soit par l'agence de l'eau brésilienne (Agencia Nacional de Aguas –ANA- http://www.ana.gov.br), soit par le projet HYBAM (Hydrologie du Bassin AMazonien – http://www.mpl.ird.fr/hybam) respectant les critères suivants :

- la station est nivelée par GPS,
- ses niveaux d'eau journaliers sont disponibles pour la période 2002-2004,
- elle est à une distance inférieure à 50 km d'une trace ENVISAT.

Leur situation géographique, ainsi que la valeur du nivellement GPS associé, est présenté dans le Tableau 4-2.

Station	Basin	Long (°)	Lat (°)	Stage-0 altitude (m wrt GRACE)
Tabatinga	Solimões-Amazon	-69.933	-4.25	55.98
Manacapuru	Solimões-Amazon	-60.609	-3.308	3.87
Obidos	Solimões-Amazon	-55.511	-1.947	2.41
Curuai	Solimões-Amazon	-55.476	-2.267	-0.77
Tabatinga do Salé	Solimões-Amazon	-55.78	-2.25	4.55
Curicuriari	Negro	-66.812	-0.192	32.46
Tapuracuara	Negro	-65.015	-0.42	25.45
Manaus	Negro	-60.035	-3.149	-7.5

Tableau 4-2: Situation géographique des stations in-situ.

4.2 Comparaison avec les mesures in-situ

Les séries temporelles de hauteur d'eau, déduites du retraitement des échos radar par quatre algorithmes spécialisés et obtenues avec la méthode décrite au paragraphe précédent, ont été comparées avec les observations in-situ. L'algorithme « Ice-1 » fournit entre 8 et 15% de plus de mesures utilisables que les autres algorithmes. La dispersion, associée à la hauteur d'eau médiane calculée à chaque cycle, est plus faible avec « Ice-1 » qu'avec les autres algorithmes. Elle est généralement inférieure à 20 cm pendant l'étiage et à 10 cm pendant la crue (Figure 4-5 à la station de Tabatinga do Salé, pouvant même être égale à 5 cm lorsque la rivière est suffisamment large (voir l'exemple de Manaus sur la Figure 4-6).

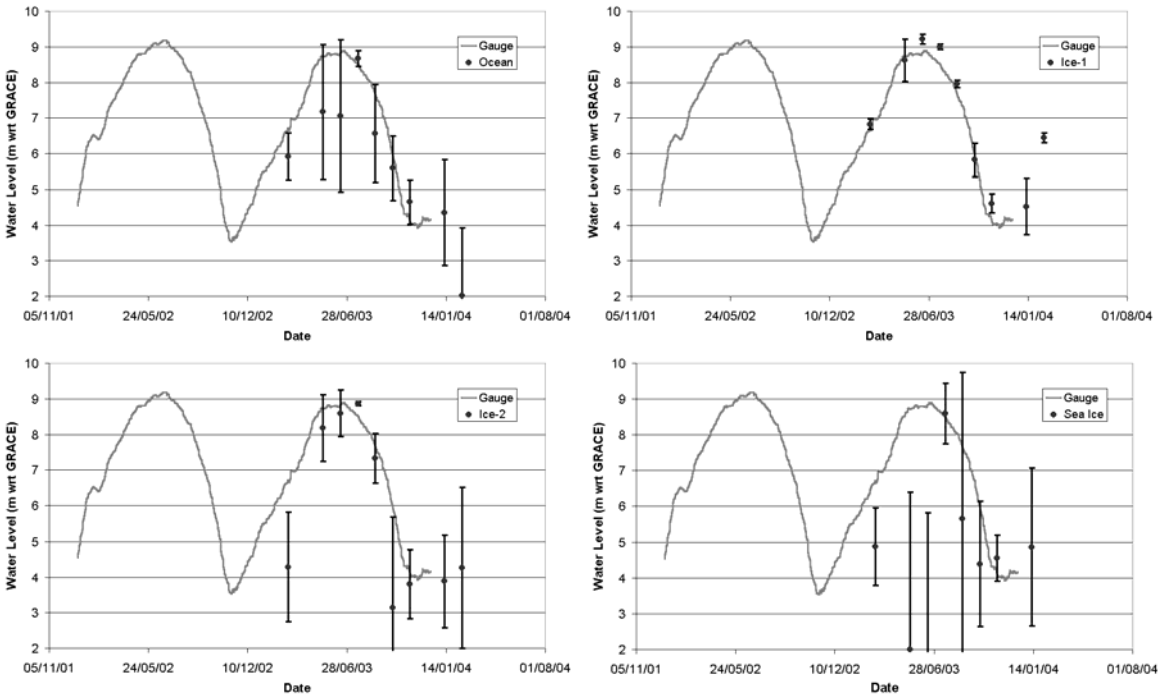


Figure 4-5: Séries temporelles de niveau d'eau estimée ENVISAT (points gris) et enregistrée à la station de Tabatinga do Salé (trait gris).

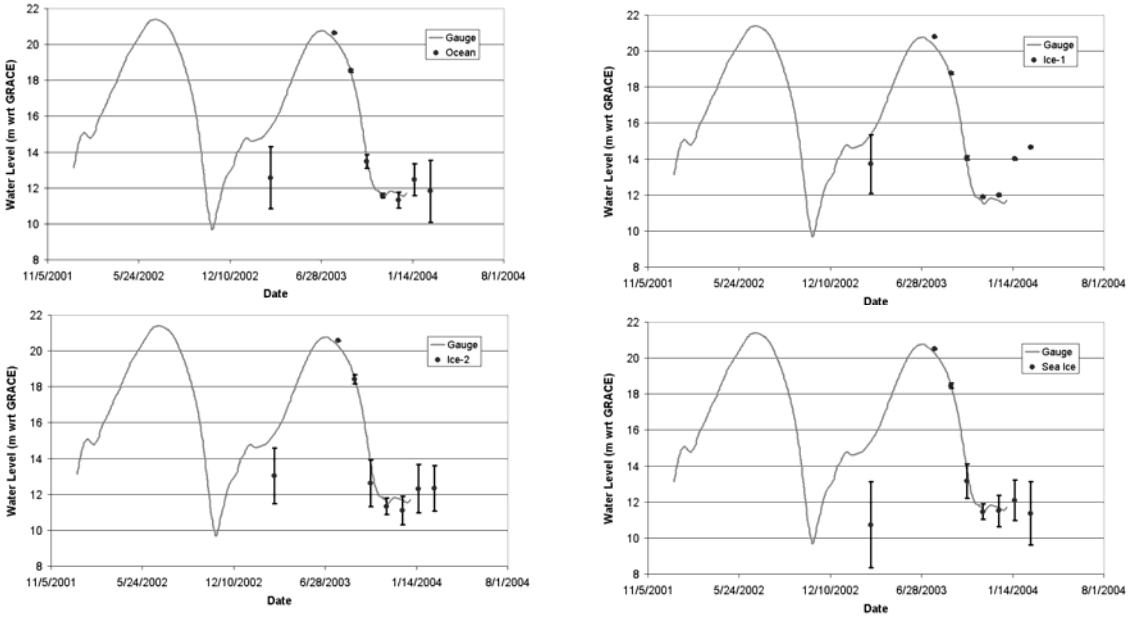


Figure 4-6 : Séries temporelles de niveau d'eau estimée ENVISAT (points gris) et enregistrée à la station de Manaus (trait gris).

Les écarts quadratiques moyens entre les niveaux d'eau altimétriques et in-situ sont présentés dans le Tableau 1-2.

Reference	**ENVISAT track**	**RMS Error (m)**			
Station	**Position (km)**	**Ocean**	**Ice-1**	**Ice-2**	**Sea Ice**
Tabatinga	20 lower	0.27	0.40	0.32	1.37
Manacapuru	43.5 upper	0.27	0.20	0.86	0.69
Manacapuru	43.5 lower	0.31	0.27	0.29	0.21
Obidos	5.25 lower	0.26	0.26	0.58	0.4
Tabatinga do Salé	Lake 1	0.85	0.36	0.90	1.08
Tabatinga do Salé	Lake 2	1.40	0.25	1.10	3.24
Curuai	Lake 3	0.55	0.53	1.35	0.99
Curicuriari	29 upper	0.12	0.07	0.10	0.13
Tapuruquara	15.5 upper	0.50	0.35	0.42	0.33
Tapuruquara	47.5 lower	0.42	0.12	0.23	0.14
Manaus	29 upper	0.31	0.11	0.56	0.32

Tableau 4-3: Ecarts quadratiques moyens entre les enregistrements des stations hydrographiques et les mesures d'ENVISAT.

Dans la grande majorité des cas, les écarts quadratiques moyens entre niveaux d'eau altimétriques et in-situ sont plus faibles avec l'algorithme « Ice-1 ». De meilleurs résultats sont obtenus sur les fleuves que sur les plaines d'inondation (stations de Curuaí et de Tabatinga do Salé). Dans la suite des travaux présentés, les données altimétriques ENVISAT utilisées seront celles retraitées avec l'algorithme « Ice-1 ».

4.3 L'exemple de la várzea de Curuaí

La várzea de Curuaí, située au sud d'Óbidos, peut-être considérée représentative d'un grand nombre de plaines d'inondation disséminées le long du cours principal de l'Amazone. S'étendant sur une longueur de plus de 100 km sur la rive droite de l'Amazone, elle est composée d'une vingtaine de lacs interconnectés et communiquant avec le fleuve par des canaux permanents ou temporaires (Figure 4-7). Son fonctionnement hydrologique est suivi dans le cadre du projet HYBAM, dont les membres ont réalisé 17 campagnes de mesures sur ce site.

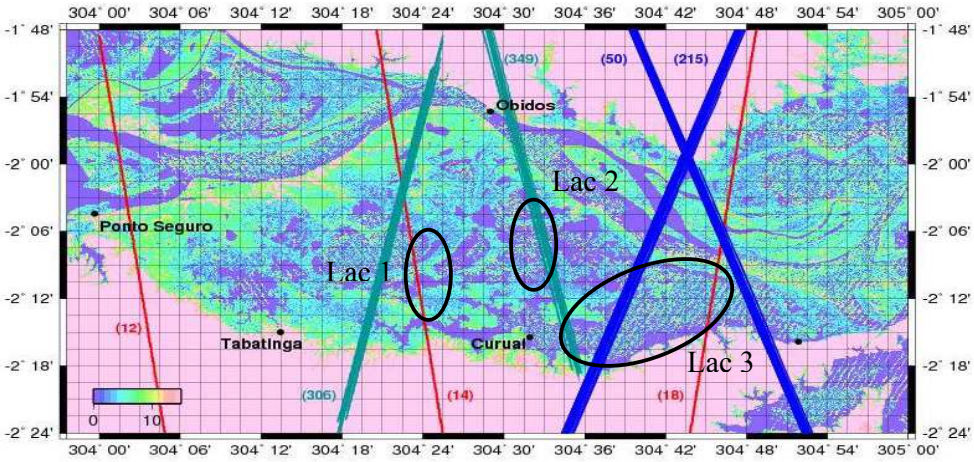


Figure 4-7: Représentation des traces altimétriques ENVISAT (vert), T/P (bleu) et ICESat (rouge). Le fond de carte provient du modèle numérique SRTM (Rabus et al., 2003).

Une des principales interrogations concerne l'apport des données d'altimétrie satellitaire pour l'étude du fonctionnement hydrologique de la várzea de Curuaí, principalement en terme de précision. Des séries temporelles de hauteur d'eau ont pu être construites sur trois lacs de la várzea de Curuaí. Ces séries temporelles, présentées sur la Figure 4-8, ont été comparées avec les enregistrements des stations hydrographiques de Tabatinga do Salé pour les lacs 1 et 2 et

Curuaí pour le lac 3. La précision des résultats obtenus a été examinée au moyen des cinq estimateurs suivants:

- la dispersion des données altimétriques,
- le bais entre les mesures altimétriques et in-situ,
- l'écart quadratique moyen entre les mesures altimétriques et in-situ,
- le coefficient de corrélation entre les mesures altimétriques et in-situ,
- l'équation de régression linéaire.

Les statistiques obtenues sont présentées dans le Tableau 4-4 et les graphiques correspondants sur la Figure 4-9.

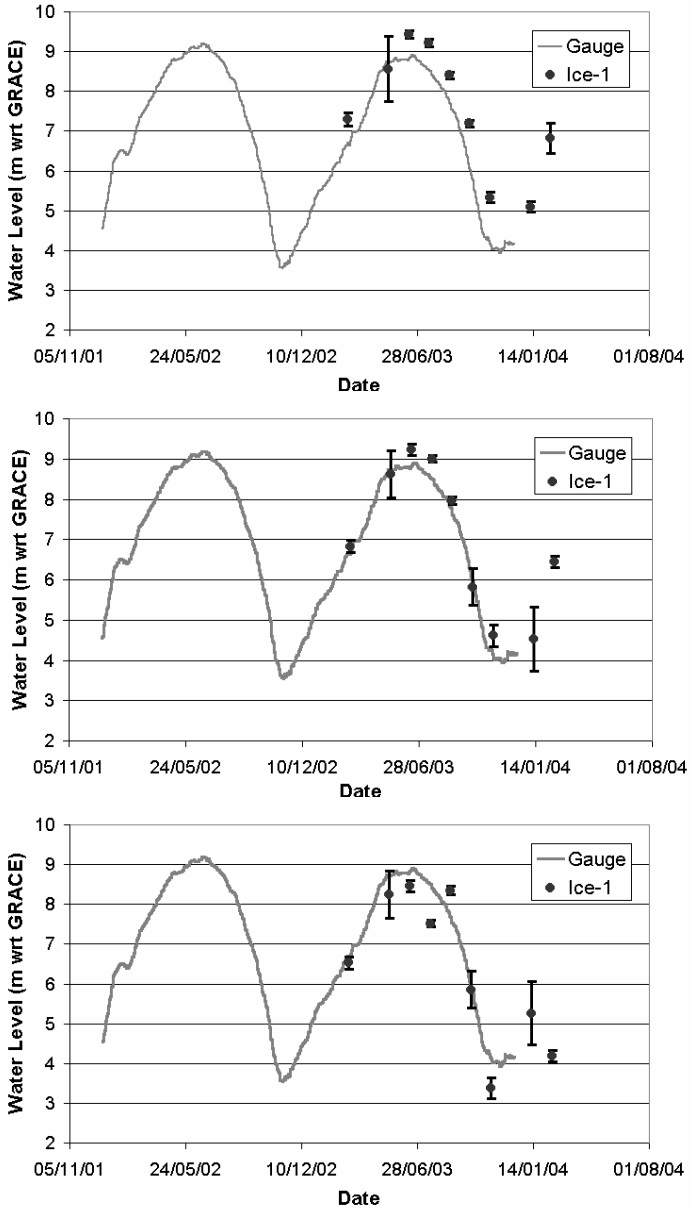


Figure 4-8: Séries temporelles de hauteur d'eau sur les 3 lacs de la varzea de Curuai. Comparaisons avec les observations faites à Tabatinga do Salé (lacs 1 et 2) et Curuai (lac 3).

La dispersion des niveaux d'eau obtenus par altimétrie est faible (<30 cm) sauf pour le 3ème, où elle est égale à 58 cm. Cette valeur relativement élevée résulte de la nature de l'intersection de la trace satellitaire avec le lac : sa largeur n'est que de quelques centaines de mètres entre des bancs de sable recouverts par de la végétation. La qualité de la mesure radar est affectée par les réflexions parasites provenant des différents types de surface (eau, sable, végétation) contenues dans la tâche au sol de l'altimètre.

	σ (m)	Biais (m)	RMS (m)	Coefficient de corrélation	Régression linéaire : y=ax+b	σ_a	σ_b (m)
Lac 1	0,22	0,71	0,36	0,98	y=0,94x+1,1	0,24	0,08
Lac 2	0,30	0,24	0,25	0,99	y=0,89x+0,5	0,19	0,06
Lac 3	0.,58	-0,32	0,53	0,96	y=1,01x-0,43	0,52	0,17

Tableau 4-4: Comparaison des niveaux d'eau aux stations hydrographiques et déduits des mesures d'ENVISAT sur la várzea de Curuai.

Les valeurs de l'écart quadratique moyen entre données d'ENVISAT et observations in-situ sont assez faibles, les valeurs des coefficients de corrélation proches de 1, de même que les coefficients directeurs des droites de régression. Ces statistiques témoignent d'un bon accord entre données altimétriques et in-situ. Les formes d'onde altimétriques d'ENVISAT, retraitées par l'algorithme « Ice-1 », fournissent des variations de niveau d'eau de qualité pour les études hydrologiques.

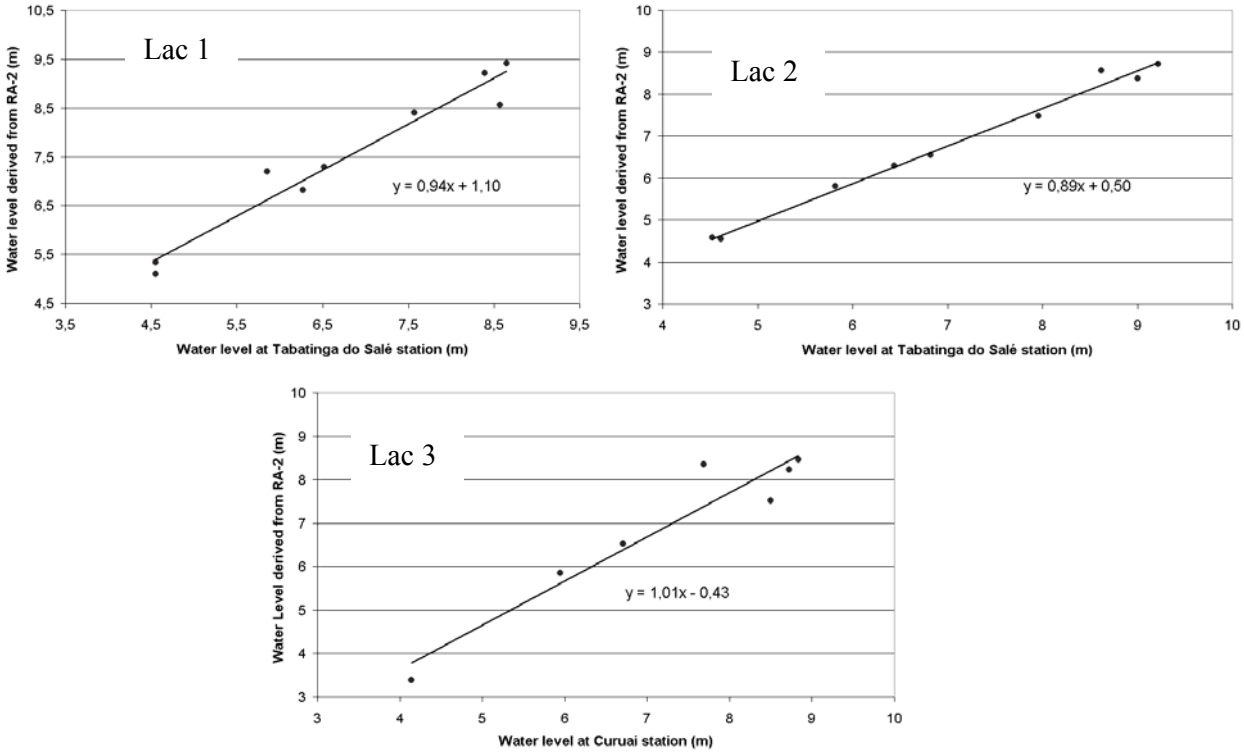


Figure 4-9 : Comparaison des niveaux d'eau altimétriques et de stations hydrographiques sur la várzea de Curuai.

Néanmoins, les biais entre mesures altimétriques et relevés effectués aux stations limnimétriques s'échelonnent de –32 à 71 cm. Il est assez difficilement envisageable que ces biais soient dus à une erreur dans le nivellement GPS des stations.

Ces différences pourraient provenir des ondulations du géoïde aux courtes longueurs d'onde, non prises en compte par le modèle EIGEN-GRACE02C. Des erreurs dans les corrections instrumentales, géophysiques ou de propagation pourraient expliquer ces biais. Il est plus vraisemblable de penser que ces différences sont dues à un manque de précision des données altimétriques ou à des causes hydrologiques. En effet, tous les lacs de la várzea de Curuaí n'ont pas nécessairement le même niveau et ce niveau n'est pas nécessairement constant sur toute la surface du lac. Des pentes de 2 cm/km ont été trouvées en utilisant les mesures de l'altimètre laser ICESat (Stéphane Calmant, communication personnelle). Seuls des études plus approfondies, nécessitant de nouvelles campagnes de mesures, permettront de déterminer les causes des différences observées.

L'ensemble des résultats obtenus dans le cadre de la validation des données ENVISAT sur les eaux continentales est présenté dans l'Annexe 1.

5. Conclusion

Une méthodologie fiable permettant la création de stations virtuelles où des variations de niveau d'eau peuvent être estimées a été définie. Les résultats de validation mettent en évidence la bonne qualité des mesures altimétriques d'ENVISAT (écarts quadratiques moyens inférieurs à 30 cm). Des méthodes similaires ont permis d'évaluer la précision des données T/P à des valeurs comprises entre 30 et 50 cm [*Birkett* , 1998 ; *de Oliveira Campos*, 2001 ; *Birkett et al.*, 2002]. Les données ERS-2 ont pour l'instant été très peu utilisées pour l'étude des eaux continentales. Des précisions similaires à celles de T/P ont été obtenues sur le Rio Tapajos (bassin amazonien, cf. Annexe 1) et sur le Mékong (Figure 4-10 et cf. Annexe 2). Des études permettant d'évaluer les biais entre les différents capteurs sont actuellement en cours.

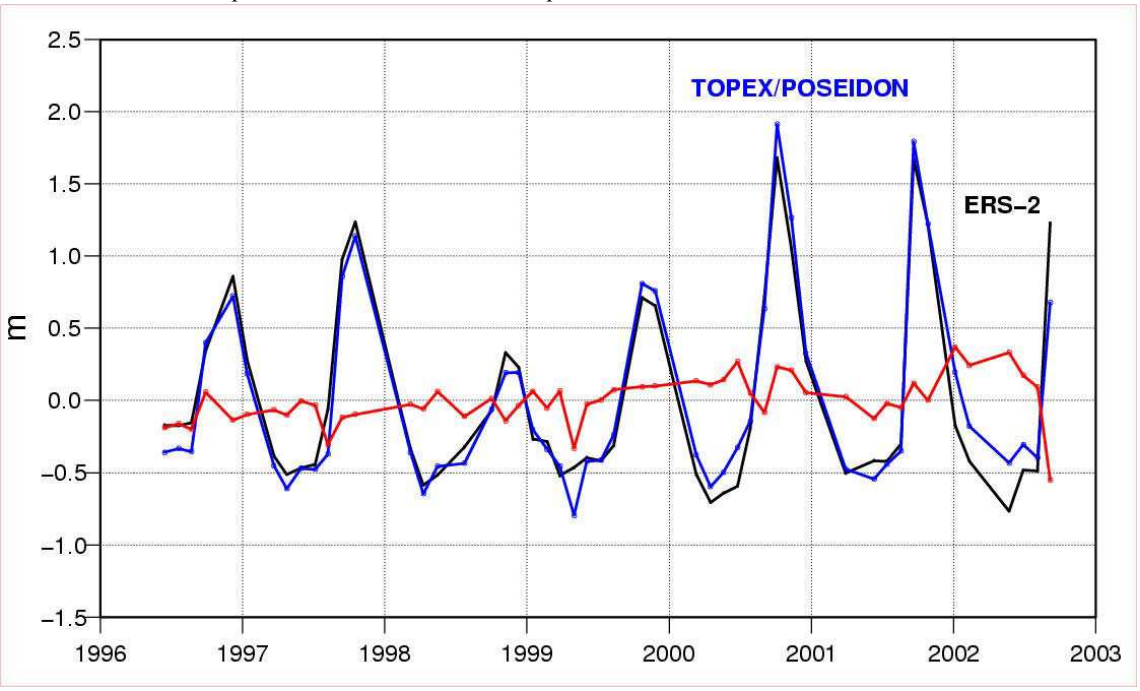


Figure 4-10 : Comparaison T/P - ERS-2 dans le bassin du Mékong. Séries temporelles de hauteur d'eau : en bleu T/P, en noir ERS-2 et en rouge la différence.

Chapitre 5 : Estimation des profils hydrologiques des fleuves au moyen de l'altimétrie satellitaire

Chapitre 5 : Estimation des profils hydrologiques des fleuves au moyen de l'altimétrie satellitaire 71
1. Introduction 72
2. Intérêt de l'estimation des profils hydrologiques 72
3. Profil hydrologique du Rio Negro et de ses affluents 73
3.1 Données utilisées 73
3.2 Profils longitudinaux 74
4. Comparaison avec d'autres sources de données 77
4.1 Comparaison avec des mesures GPS 77
4.2 Comparaison avec les sorties du modèle Muskingum-Cunge 78
5. Conclusion 79

1. Introduction

Etant donné la couverture spatiale des missions altimétriques actuelles, il existe un grand nombre d'intersection des traces altimétriques avec les réseaux fluviaux. Des stations virtuelles peuvent ainsi être définies, comme nous l'avons vu plus haut. A l'échelle des grands bassins fluviaux, des produits dérivés de l'altimétrie satellitaire à vocation hydrologique ont ainsi pu être développés, comme le profil de hauteur d'eau le long des fleuves ou les variations de volume d'eau de surface (cf. chapitre 6).

La zone retenue pour l'estimation de profils hydrologiques par altimétrie satellitaire est le bassin du Rio Negro. Ce bassin présente en effet l'avantage d'être une zone d'étude prioritaire pour le projet HYBAM et par conséquent d'avoir fait l'objet de nombreuses campagnes de mesures. Les dernières en date se sont déroulées, en novembre 2003, sur le Rio Branco et en mai 2005, sur la partie centrale du Rio Negro.

En outre, des données journalières de hauteur d'eau et de débit provenant des stations limnimétriques de l'agence de l'eau brésilienne (ANA) et validées par le projet HYBAM sont également disponibles, permettant de valider les résultats obtenus.

2. Intérêt de l'estimation des profils hydrologiques

Les profils hydrologiques des fleuves sont concaves, et leur concavité traduit des effets tectoniques, sédimentaires et climatiques. Les changements climatiques peuvent avoir pour conséquence d'accroître l'érosion du lit de la rivière, de changer les apports sédimentaires, et donc d'entraîner des modifications des profils longitudinaux des fleuves [*Panagoulia et Dimou*, 1997 ; *Zaprowski et al.*, 2005].

La connaissance du profil hydrologique d'un fleuve, préalable au calcul de la pente du fleuve, est un paramètre important pour les études hydrologiques régionales ou locales. Son intérêt géomorphologique est indéniable : la pente est utilisée dans l'estimation de l'intensité du flot (stream power) d'un cours d'eau, l'un des facteurs primordiaux intervenant dans la formation des chenaux [*Alabyan et Chalov*, 1998 ; *Eaton et al.*, 2004 ; *Ferguson*, 2005]. Elle influe également sur le transport des sédiments et la propagation du pic de crue [*Birkett et al.*, 2002]. Elle donne accès à l'estimation des débits au moyen de l'équation de Manning :

$$D=\frac{k}{n}WZ^{5/3}S^{1/2} \qquad \text{(Eq. 5-1)}$$

où k est un facteur de conversion (valant 1 $m^{1/3}/s$), n le coefficient de Manning, lié à la rugosité du lit du fleuve, W, la largeur du fleuve, Z sa profondeur, et S sa pente.

Cette méthode a été récemment employée par Le Favour et Alsdorf [2005] pour estimer des débits sur le bassin amazonien à partir des pentes calculées au moyen du Modèle Numérique de Terrain (MNT) SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) [*Rabus et al.*, 2003].

Ce paramètre est cependant difficile à mesurer sur le terrain. L'avantage de l'utilisation de la télédétection, par rapport aux méthodes classiques, réside dans sa capacité à fournir des informations à l'échelle des bassins versants, et en particulier sur des zones difficiles d'accès [*Bjerklie et al.*, 2005].

3. Profil hydrologique du Rio Negro et de ses affluents

3.1 Données utilisées

Pour cette étude, nous avons utilisé les mesures :

- à 10 Hz de Topex/Poseidon entre les cycles 3 et 362, couvrant la période allant d'octobre 1992 à août 2002 (ancienne orbite),
- à 20 Hz acquises par l'altimètre RA-2 du satellite ENVISAT entre les cycles 10 et 37 couvrant la période allant d'octobre 2002 à juin 2005 et retraitées avec l'algorithme Ice-1 [*Bamber*, 1994].

Suivant la méthodologie présentée au chapitre 4, des stations virtuelles ont été définies aux intersections des traces altimétriques avec le Rio Negro et ses principaux affluents, les Rio Negro et Uaupes (Figure 5-1).

Le Tableau 5-1 présente le nombre de stations altimétriques présentes sur chaque fleuve par capteur.

	Rio Negro	Uaupes	Rio Branco
T/P	14	3	3
ENVISAT	29	13	6

Tableau 5-1: Nombre de stations virtuelles utilisées pour l'estimation des profils.

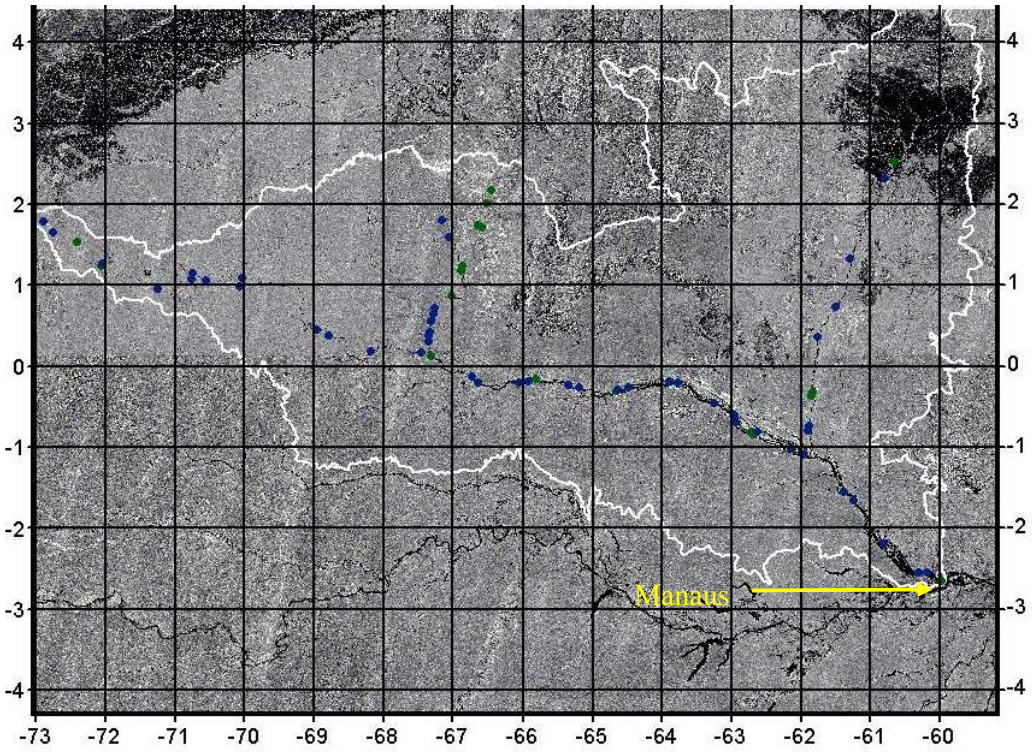


Figure 5-1: Localisation des stations virtuelles T/P (points bleus) et ENVISAT (points verts).

3.2 Profils longitudinaux

Des profils longitudinaux de fleuves ont été obtenus en utilisant les données altimétriques mesurées chaque cycle. Les enveloppes des profils ont été estimées en prenant les valeurs minimale et maximale des hauteurs d'eau pendant la période considérée. Les résultats présentés ici proviennent de l'exploitation des dix premières années de la mission T/P (Figure 5-2) et des trois premières années de la mission ENVISAT (Figure 5-3).

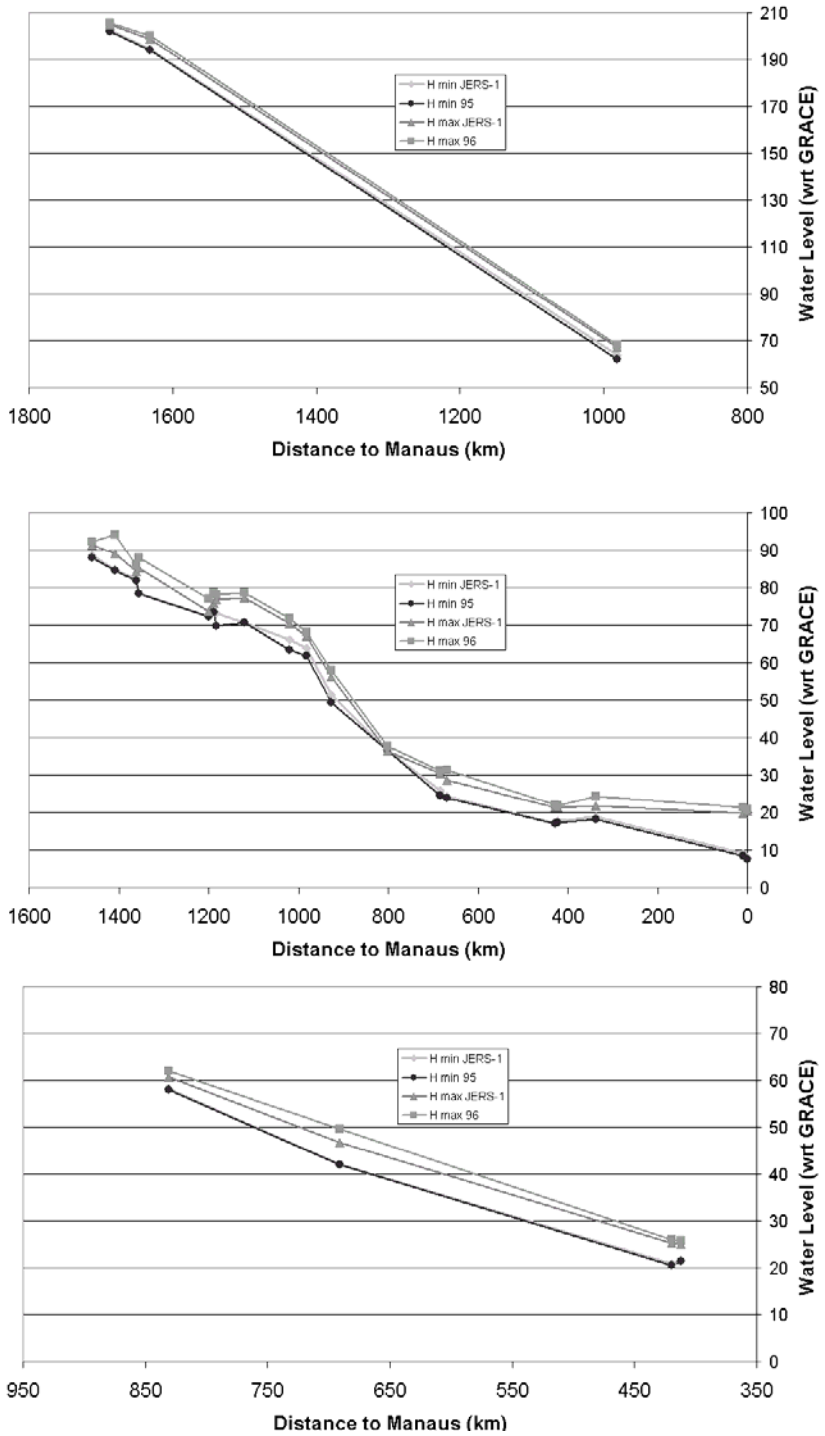


Figure 5-2: Profils longitudinaux des Rio Uaupes (haut), Negro (milieu) et Branco (bas) d'après T/P, calculées au date de la mosaïque JERS-1 et aux minima de 1995 et maxima de 1996.

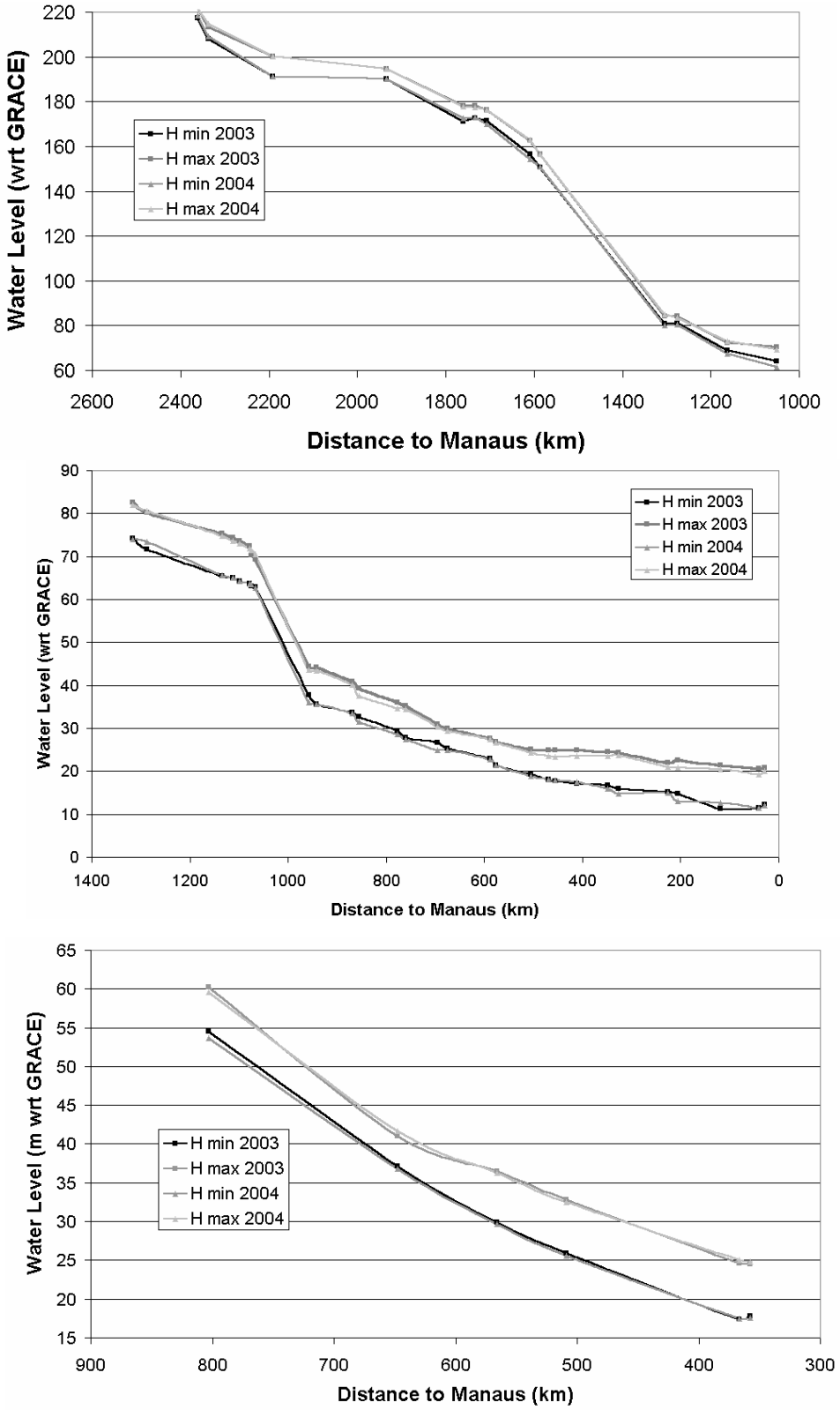


Figure 5-3: Profils longitudinaux des Rio Uaupes (haut), Negro (milieu) et Branco (bas), estimés à partir des mesures altimétriques d'ENVISAT en 2003 et 2004.

De grandes similitudes sont observées entre les profils estimés en basses et hautes eaux par chacun des différents capteurs. Les différences entre basses et hautes eaux reflètent les caractéristiques hydrologiques de la zone d'étude : une amplitude annuelle de 10 mètres ou plus, est bien présente en aval du Rio Negro, à proximité de Manaus.

Il est toutefois difficile de comparer de manière précise les profils restitués par T/P et par ENVISAT, même si des analogies existent, car les périodes considérées et l'échantillonnage temporel sont différents. Des comparaisons avec d'autres sources d'information sont nécessaires pour la validation des profils calculés.

4. Comparaison avec d'autres sources de données

4.1 Comparaison avec des mesures GPS

En novembre 2003, une campagne de mesures, à laquelle j'ai participé, a été réalisée sur le Rio Branco par l'équipe HYBAM du LMTG, dans le but d'améliorer la connaissance des processus de transports et de remaniement sédimentaire ayant lieu dans la plaine amazonienne, sous l'effet de la variabilité climatique (cf. le rapport de campagne figurant dans l'Annexe 1). Un des objectifs de cette mission était de proposer une méthodologie de calibration et de validation des mesures altimétriques par des données in-situ. Pour ce faire, un profil de hauteur du Rio Branco a été réalisé à l'aide des mesures GPS acquises entre le 12 et le 16 novembre. Ces dates correspondent au cycle 21 et 22 d'ENVISAT avec lesquels des comparaisons ont été effectuées. La Figure 5-4 présente les profils obtenus pour les cycles 21, dont les dates varient du 26/10/2003 au 14/11/2003, 22 (du 30/11/2003 au 11/12 :2003) et à partir des moyennes des mesures GPS au niveau des stations virtuelles. Les hauteurs d'eau estimées par altimétrie sont proches de celles mesurées par GPS avec des écarts variant de 2 cm à 1,15 m. Des différences peuvent pourtant être observées sur la courbure des différents profils. Les hauteurs GPS sont plus élevées que les hauteurs altimétriques près de l'embouchure avec le Negro et aux distances comprises entre 550 et 700 km de Manaus. Ces différences, vraisemblablement à la propagation d'un pic de crue, causé par des précipitations, peuvent s'expliquer du fait du décalage temporel entre mesures GPS et observations altimétriques.

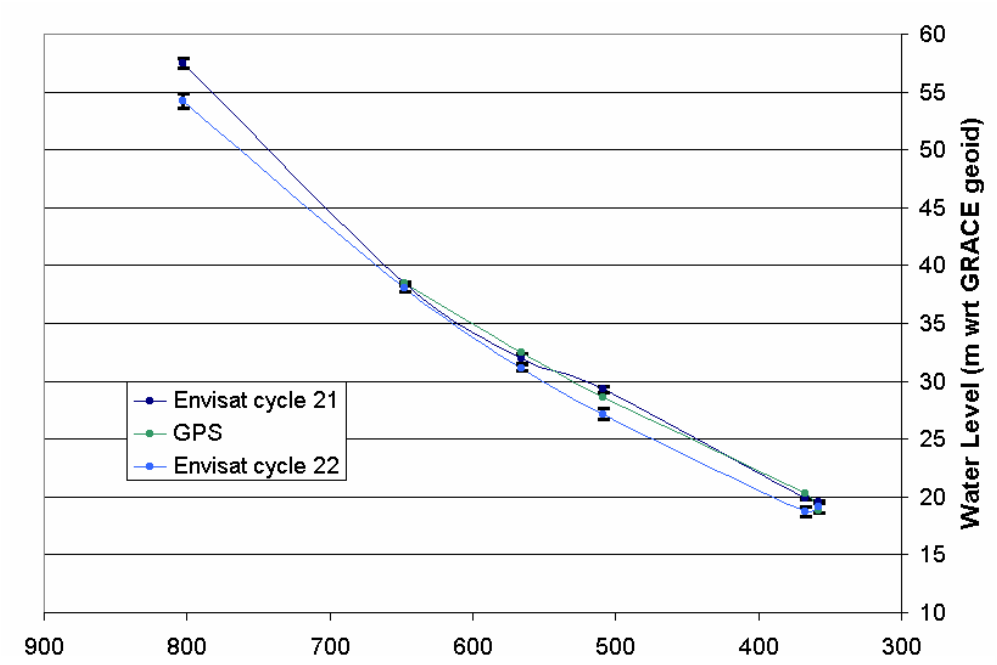


Figure 5-4: Profil du Rio Branco estimé par altimétrie (ENVISAT) et GPS.

4.2 Comparaison avec les sorties du modèle Muskingum-Cunge

Des études de propagation des débits ont été entreprises au LMTG, par Juan Gabriel León, au moyen du modèle de routage Muskingum-Cunge, sur la partie amont du Rio Negro. Cette méthode permet d'estimer des débits le long du cours principal, moyennant la connaissance des débits en amont et des apports latéraux des affluents (cf. Annexe 3). Il est ainsi possible de retrouver le lit du fleuve en inversant l'équation :

$$D=a(H-h)^b \qquad \text{(Eq. 5-2)}$$

où D est le débit, (H-h) le niveau d'eau par rapport au lit du fleuve, a et b des paramètres caractéristiques de la section de fleuve considéré.

La résolution de ce problème inverse où D (débit simulé) et H (niveau d'eau estimé par altimétrie) sont connus donne accès au profil du lit du fleuve h.

Le résultat pour le cours supérieur du Rio Negro est présenté sur la Figure 5-5.

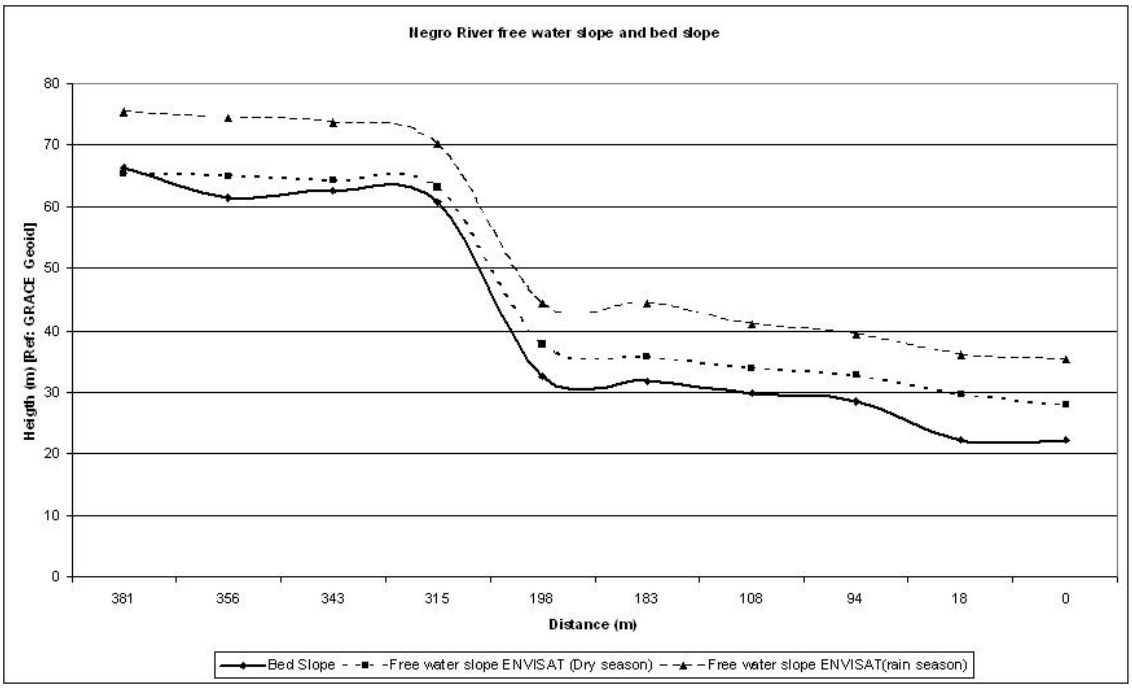


Figure 5-5: Estimation des profils hydrologiques du lit et des niveaux basses et hautes eaux du cours supérieur du Rio Negro.

Un très bon accord est observé entre les différents profils calculés. Les déformations des surfaces libres observées par altimétrie satellitaire sont reproduites par le modèle au niveau du lit du fleuve.

5. Conclusion

Les niveaux d'eau dérivés du traitement des mesures altimétriques ont l'avantage, contrairement à ceux mesurés par les réseaux limnimétriques classiques, d'être donnés par rapport à une référence unique, ellipsoïdale ou géoïdale. Dans ce dernier cas, ils permettent l'estimation des profils longitidunaux des fleuves et de leur pente.

Néanmoins, ils ont l'inconvénient de ne pas fournir une mesure journalière de hauteur d'eau, rendant difficile l'estimation des profils et des pentes. Ceci implique le recalage des mesures à une date commune. Un travail de ce type est actuellement en cours dans le cadre d'une collaboration entre les équipes HYBAM du LMTG et GOHS du LEGOS. Il porte sur la comparaison des pentes estimées par différentes techniques :

- altimétrie radar (T/P et ENVISAT),
- altimétrie laser (ICESat)
- modélisation hydrologique (méthode Muskingum-Cunge)
- campagnes de mesures GPS,

- stations hydrographiques nivelées du bassin du Rio Negro.

La connaissance des pentes des fleuves sur l'ensemble d'un bassin permettra de niveler l'ensemble des stations limnimétriques. Nous disposerons ainsi d'un réseau de mesures dense, combinant données altimétriques et relevés in-situ, permettant de suivre différents paramètres hydrologiques, comme la propagation des pics de crue.

Chapitre 6 : Variations de volume d'eau de surface dans les grands bassins fluviaux – Etude de la synergie altimétrie satellitaire/imagerie spatiale

Chapitre 6 : Variations de volume d'eau de surface dans les grands bassins fluviaux – Etude de la synergie altimétrie satellitaire/imagerie spatiale 81
1. Introduction 82
2. Méthode d'estimation des variations de volume d'eau 83
2.1 Le bassin du Rio Negro 83
2.2 Identification des zones en eau 84
2.3 Les cartes de hauteur d'eau 86
2.4 Estimation des variations de volume d'eau 87
2.5 Résultats 87
2.6 Article "Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels " 88
3. Variations inter-annuelles de volume d'eau de surface dans la partie avale du bassin du Mékong 102
3.1 Caractéristiques hydrologiques de la zone étudiée 102
3.2 Délimitation des zones inondées 103
3.3 Cartes de hauteur d'eau 105
3.4 Estimation des variations de volume d'eau 107
3.5 Résultats 107
3.6 Article "Water volume change in the lower Mekong basin from satellite altimetry and other remote sensing data" 109
4. Conclusion 139

1. Introduction

Les zones d'inondation, présentes le long des grands fleuves, jouent un rôle non négligeable dans le cycle hydrologique des grands bassins fluviaux [*Alsdorf et al.*, 2001; *Richey et al.*, 1989]. Le transport de l'eau et des sédiments est affecté par leur séjour dans les zones d'inondation: l'eau est non seulement retardé dans son écoulement vers la mer et sujet à l'évapotranspiration, mais aussi l'objet d'importants changements biogéochimiques liés à la sédimentation, à la captation de nutriments par le biotope ou à la modification des conditions d'oxydo-réduction [*Hamilton et al.*, 2002].

La détermination des variations temporelles de volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondation des grands bassins fluviaux, est de grande importance dans les études hydrologiques. Pour les zones inondées, de manière temporaire ou permanente et connectées au cours principal du fleuve, déterminer leur variation de volume d'eau revient à estimer le volume potentiellement stocké pendant la période de crue. Dans ce cas, les variations de volume d'eau sont un paramètre capital pour la modélisation hydrodamique des flux d'eau des fleuves et des capacités de transport. Pour les zones d'inondation non connectées au cours principal, les variations de volume d'eau sont fonction du flux de base, des apports locaux et de la pluie.

Ce paramètre est difficilement mesurable au moyen de techniques couramment utilisées en hydrologie. Dans la première partie de ce chapitre, nous proposons une méthode combinant altimétrie satellitaire et imagerie spatiale pour le déterminer. Cette étude a pour cadre le bassin du Rio Negro, en Amazonie, et les données utilisées proviennent :

1) des mesures altimétriques de T/P et de niveaux d'eau enregistrés dans des stations hydrographiques
2) d'une classification d'images SAR JERS-1.

Nous avons ainsi pu estimer les variations maximales de volume d'eau pour le cycle d'hydrologique 1995-1996. Dans la seconde partie de ce chapitre, une étude reprenant la même méthodologie a été menée dans le bassin du Mékong pour la période 1998-2003 au moyen des images de SPOT/VGT et des mesures altimétriques d'ERS-2 et d'ENVISAT.

Le choix des données de télédétection utilisées a été dicté par les caractéristiques des régions étudiées. Dans le bassin du Rio Negro, de nombreuses zones inondées sont recouvertes par de la végétation plus ou moins dense. Il était, de ce fait, nécessaire d'utiliser des images

permettant d'avoir accès à l'information hydrologique en dépit du couvert végétal. Nous avons donc eu recours à la double mosaïque d'images SAR acquises par JERS-1 en 1995 et 1996.

Le bassin du Mékong est principalement couvert par de la végétation rase et des cultures totalement submergées par l'eau en période d'inondation. Nous avons préféré utiliser les images multispectrales acquises par le capteur SPOT/VGT, qui présentent l'avantage d'avoir une meilleure répétitivité temporelle.

2. Méthode d'estimation des variations de volume d'eau

2.1 Le bassin du Rio Negro

Le sous-bassin du Rio Negro ne représente que 12% de la surface totale du basin amazonien. Affluent le plus important de l'Amazone, il est le 5ème fleuve au monde en terme de débit [*Meade et al.*, 1991 ; *Molinier et al.*, 1996 ; 1997]. Ses eaux sont de couleur noire, en raison d'une forte concentration en matière organique dissoute et d'une faible charge sédimentaire [*Sternberg*, 1975 ; *Mounier et al.*, 2002]. Sa confluence avec le fleuve Solimões donne naissance à l'Amazone en aval de Manaus. Il s'étend sur une zone allant de 73,25° à 59,35° de longitude Ouest et de 5,4° Nord à 3,35° de latitude Sud (Figure 6-1).

Il draine une vaste région de 700,000 km², s'étendant sur la Colombie (10%), le Venezuela (6%), la Guyane (2%) et le Brésil (82%). L'extension considérable des zones inondées provient, d'une part de la faible pente de la rivière et d'autre part, de l'importance des taux de précipitation. Les taux de précipitation dans le sous-bassin varient tant dans l'espace que dans le temps. Les taux de précipitation annuels moyens varient de plus de 50% dans le sous-bassin du Rio Negro, de moins de 2000 mm/an (avec des valeurs minimales inférieures à 1700 mm/an enregistrées dans la partie nord du basin du Rio Branco) à 2250 voire 2500 mm/an près de Manaus et jusqu'à 3000 mm/an au nord ouest [*Liebmann et Marengo*, 2001]. L'apparition de la saison des pluies diffère grandement le long d'un gradient nord-sud: elle débute en décembre dans le sud et en mars ou avril dans le nord, tandis qu'elle se termine de mai à octobre [*Marengo et al.*, 2001].

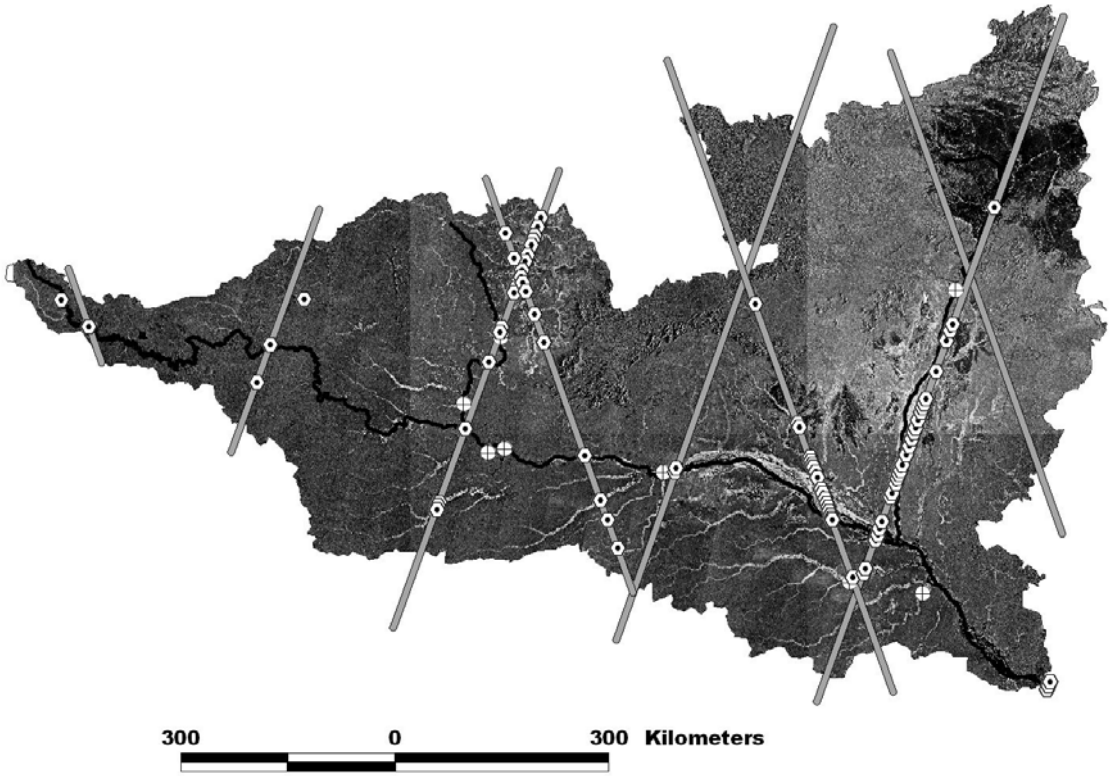


Figure 6-1: Le bassin du Rio Negro et couverture spatiale de T/P. Les stations altimétriques sont représentées par un point noir dans un hexagone blanc, les stations hydrographiques par une croix dans un cercle blanc. Les parties sombres de l'image correspondent aux zones en eau.

2.2 Identification des zones en eau

De nombreuses études ont montré que les images SAR acquises dans le cadre du projet GRFM (Global Rain Forest Mapping) pouvaient être utilisées pour identifier le type d'occupation des sols, l'extension des zones de déforestation et celle des plaines d'inondation [*Saatchi et al.*, 2000; *Siqueira et al.*, 2003; *Hess et al.*, 2003].

Pour notre étude, une approche de classification originale a été développée par Jean-Michel Martinez. Il s'agit d'une méthode non supervisée, dont les données en entrée, ne sont pas les coefficients de rétrodiffusion associés à chaque pixel et mesurés aux deux dates, mais le coefficient de rétrodiffusion moyen et le rapport des deux. Le coefficient de rétrodiffusion moyen caractérise le type de végétation et le rapport des deux, une variation entre les deux dates. Si une variation significative est observée, cela signifie que le pixel est passé d'un état sec vers un état inondé et réciproquement. Les artefacts dus au relief, à la présence de zones

urbaines ont été pris en compte et éliminés. Cette méthode conduit à la définition des 8 classes présentées sur la Figure 6-2 :

1) eaux libres
2) forêts temporairement inondées
3) forêts non inondées
4) sols nus (ou couverts de végétation basse) non inondés
5) prairies temporairement inondées
6) forêts toujours inondées
7) végétation basse temporairement inondée
8) végétation toujours inondée

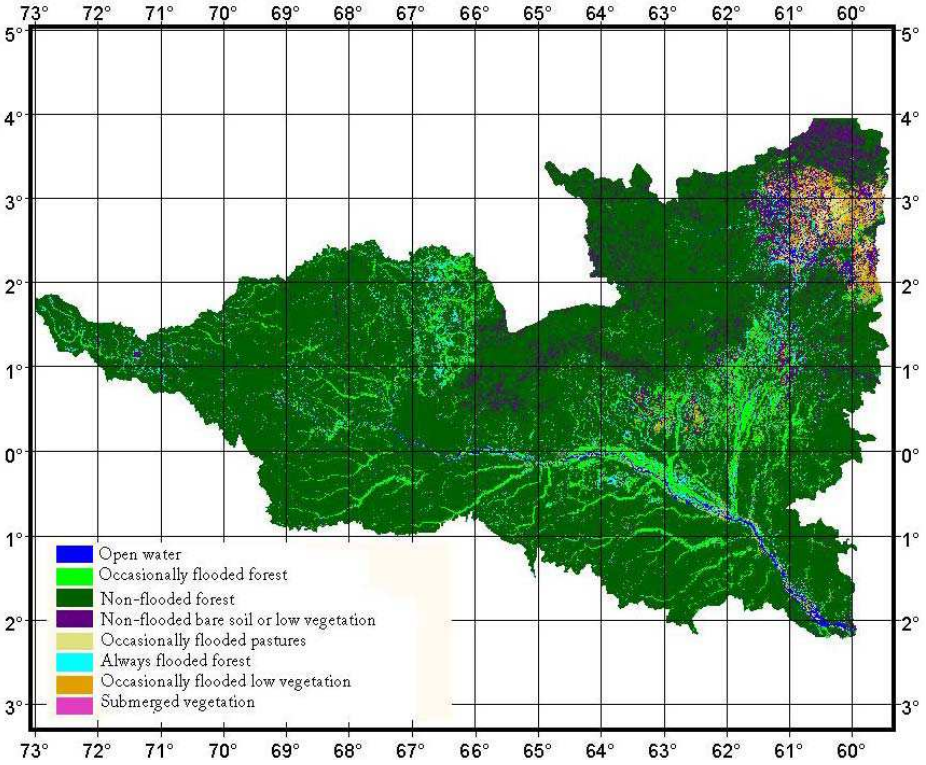


Figure 6-2: Résultat de la classification des images JERS-1.

Les résultats de la classification de la double mosaïque d'images SAR ont permis de cartographier les zones inondées pendant l'étiage (zones d'inondation permanentes) et la crue (combinaison de zones d'inondation permanentes et temporaires), au cours du cycle hydrologique 1995-1996. Les classes 1) et 6) correspondent aux basses eaux, tandis que les classes 1), 2), 5), 6), 7) et 8) caractérisent les hautes eaux (Figure 6-3).

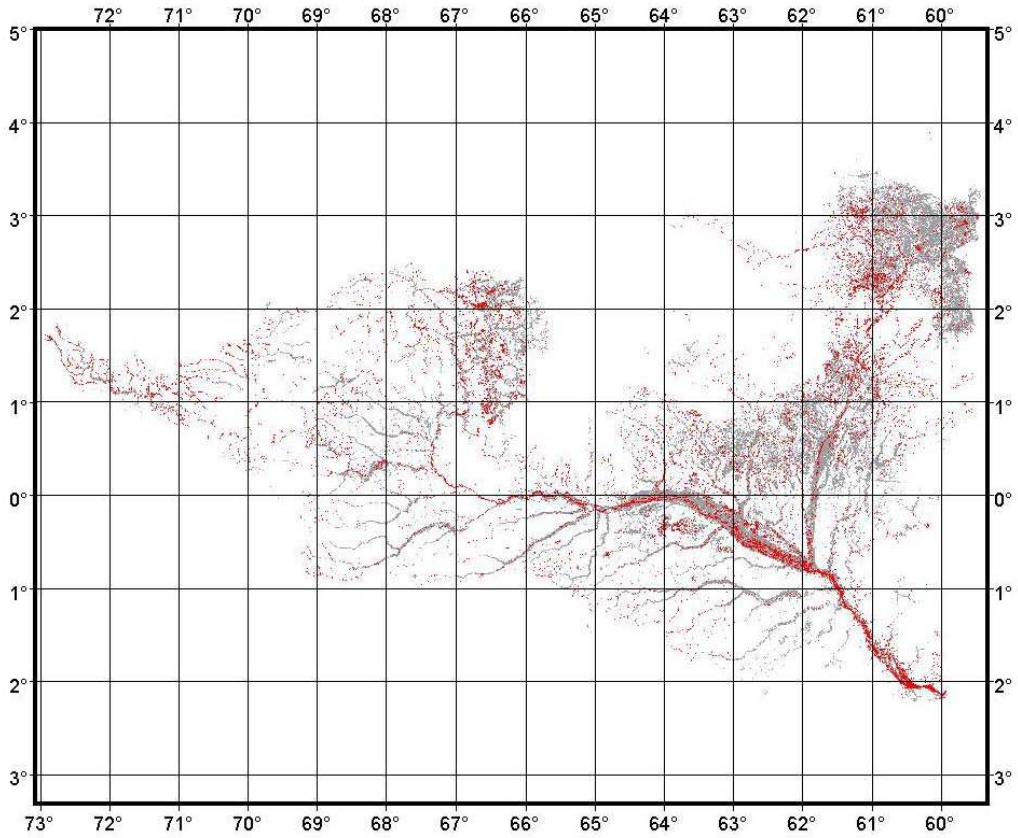


Figure 6-3: Situation en période d'étiage (rouge) et de crue (rouge+gris).

2.3 Les cartes de hauteur d'eau

88 stations virtuelles, où des séries temporelles de hauteur d'eau ont pu être construites suivant la méthode présentée dans le chapitre 4, ont été définies dans le bassin du Rio Negro (Figure 6-1). La valeur de hauteur d'eau correspondant à la date d'acquisition de l'image SAR (information que l'on peut trouver sur le site http://trfic.jpl.nasa.gov/GRFM/jersframe.html), a été interpolée à partir des valeurs espacées de 10 jours de la série temporelle T/P.

A ce jeu de données, viennent s'ajouter les relevés de 8 stations in-situ nivelées, gérées par l'ANA, dont les données ont été validées par l'HYBAM.

Les cartes de niveau d'eau ont été calculées par un schéma d'interpolation linéaire prenant en compte les 8 plus proches voisins (Figure 6-4). Leur résolution spatiale est de 0,002°, ce qui représente environ 200 m à l'équateur, limite inférieure, au dessous de laquelle, il est impossible de définir une station virtuelle.

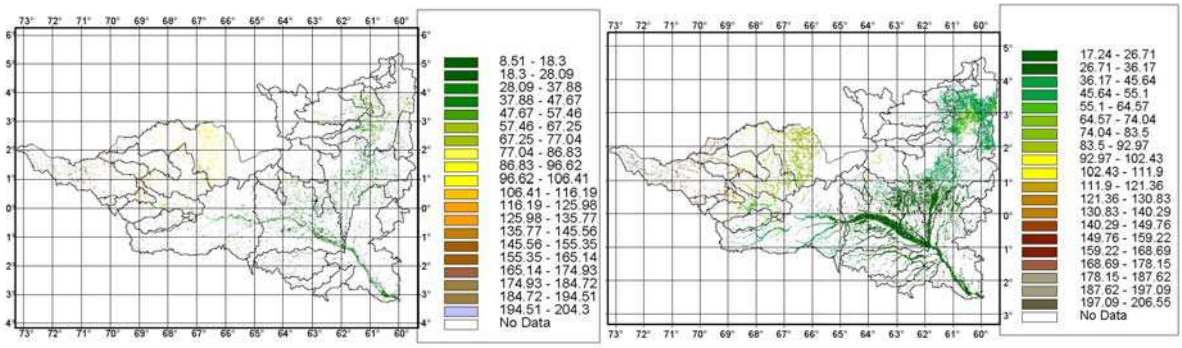


Figure 6-4: Cartes de hauteur d'eau pour les basses et les hautes eaux.

2.4 Estimation des variations de volume d'eau

Le bassin du Rio Negro a été ensuite subdivisé en 11 sous-bassins hydrographiques correspondant à ses affluents principaux. Pour chaque sous-bassin, les grilles de différence de hauteur entre crue et étiage (obtenues comme la différence des deux grilles présentées sur la Figure 5-4) ont été convertis au format 3D d'Arcview (Triangulated Irregulated Network ou TIN). Une résolution verticale de 10 cm a été choisie, correspondant à la précision maximale que l'on est en droit d'attendre pour les données de T/P [*Birkett*, 1998]. Ces représentations 3D du volume d'eau stocké pendant le cycle hydrologique de 1995-1996 permettent de calculer les variations de volume d'eau entre crue et étiage dans le bassin du Rio Negro.

2.5 Résultats

Les résultats de la méthode de classification nous ont permis d'estimer la surface totale inondée est de 35 944 km² durant les basses eaux et de 152 721 km² durant les hautes eaux. Ces chiffres illustrent l'importance des plaines d'inondation dans le bassin du Rio Negro.

En règle générale, la surface inondée est beaucoup plus grande durant la crue. Des situations très diverses sont observées suivant les sous-bassins considérés. Dans la partie est (amont du Negro et Uaupes), qui comprend les sous-bassins de Cucui, Curicuriari, Sao Felipe et Serrinha, environ 5% est inondé durant les basses eaux, et une surface 2 à 3 fois plus importante durant les hautes eaux. La situation est très différente dans la partie nord (sous-bassin de Caracarai) et en aval (sous-bassins de Foz do Branco, Únini, Jaú et l'aval du Rio Negro): les zones en eau pendant la crue représentent entre 15 et 30% de la surface, ce qui correspond à un accroissement d'un facteur supérieur à 4.

Les variations de volume d'eau caractérisent le volume d'eau stocké dans les zones d'inondation. Ces variations sont plus importantes aux confluences entre le cours principal et ses affluents (sous-bassins de Serrinha, Foz do Branco, Rio Branco et l'aval du Rio Negro). Pendant la crue, le niveau d'eau des affluents (Uaupes, Branco et Negro en tant qu'affluent du Rio Solimões), est contrôlé par le niveau du cours principal, provoquant d'importantes inondations le long du cours principal (Figure 6-3). L'intensité de ce phénomène est moindre pendant l'étiage. Cette caractéristique avait déjà été observée par Meade et al. [1991] sur l'ensemble du bassin amazonien, et plus particulièrement dans le bassin du Rio Negro.

Nous avons ensuite comparé les variations de volume au volume s'écoulant de chaque sous-bassin, quand des données de débit étaient disponibles. La surface inondée d'un bassin est d'autant plus grande que le rapport entre volume stocké et volume écoulé est petit. Cette relation n'est cependant pas proportionnelle, et en conséquence, on ne peut estimer la capacité de stockage des zones inondées d'un bassin à partir de leur surface (Figure 6-5).

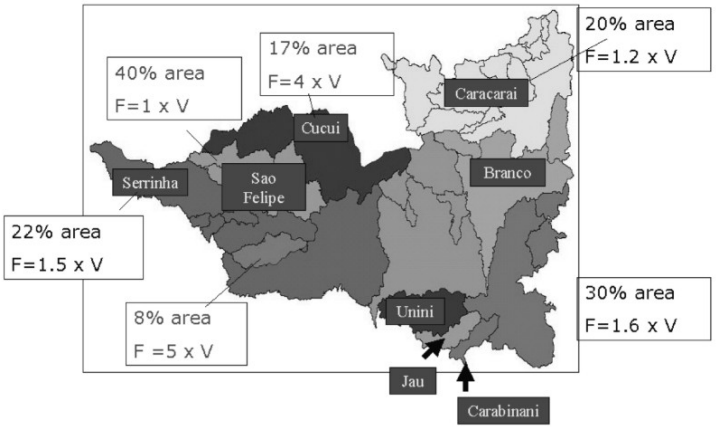


Figure 6-5: Comparaison volume stocké (V) / volume écoulé (F).

2.6 Article "Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels "

Cette étude a fait l'objet d'un article publié par *Remote Sensing of Environment*.

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®
Remote Sensing of Environment 99 (2005) 387 – 399
Remote Sensing of Environment
www.elsevier.com/locate/rse

Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels

Frédéric Frappart [a,b,*], Frédérique Seyler [b], Jean-Michel Martinez [c], Juan G. León [b], Anny Cazenave [a]

[a] *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566 (CNES/CNRS/IRD/UPS), Observatoire Midi-Pyrénées, 18 Av. Edouard Belin 31401 Toulouse Cedex 9, France*

[b] *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, UMR 5563 (CNRS/IRD/UPS), Observatoire Midi-Pyrénées, 14, Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*

[c] *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, UMR 5563 (CNRS/IRD/UPS), Maison de la Télédétection, 500, rue J-F Breton, 34093 Montpellier Cedex 5, France*

Received 7 March 2005; received in revised form 13 July 2005; accepted 27 August 2005

Abstract

The objective of this study is to determine spatio-temporal variations of water volume over inundated areas located in large river basins using combined observations from the Synthetic Aperture Radar (SAR) onboard the Japanese Earth Resources Satellite (JERS-1), the Topex/Poseidon (T/P) altimetry satellite, and in-situ hydrographic stations. Ultimately, the goal is to quantify the role of floodplains for partitioning water and sediment fluxes over the great fluvial basins of the world. SAR images are used to identify the type of surface (open water, inundated areas, forest) and, hence, the areas covered with water. Both radar altimetry data and in-situ hydrographic measurements yield water level time series. The basin of the Negro River, the tributary which carries the largest discharge to the Amazon River, was selected as a test site. By combining area estimates derived from radar images classification with changes in water level, variations of water volume (focusing on a seasonal cycle) have been obtained. The absence of relationship between water volume and inundated area, reflecting the diverse and widely dispersed floodplains of the basin, is one of the main result of this study.
© 2005 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Remote sensing; Hydrology; Altimetry; Water level and water volume variation

1. Introduction

Extensive floodplains along large South American rivers, such as Amazon, Paraná or Orinoco, have a significant role in the hydrological cycle of fluvial basins. Transport of water and sediments by rivers is substantially modified during residence of river water in floodplains. During its stay in these inundation areas, river water is not only delayed in its transit to sea and affected by evapotranspiration, but it is also often subject to large biogeochemical changes due to sedimentation, nutrient uptake by the biota, and modifications of redox conditions (Hamilton et al., 2002). The water storage in these wetlands and its outflow represent a significant part of the water balance in the basin (Alsdorf et al., 2001; Richey et al., 1989).

Determining the temporal variation of water volume stored in the floodplains of great river basins is the subject of many applications in hydrology. For the inundated areas permanently or temporarily connected to main channels, the determination of the water volume variation is equivalent to the estimation of water volume potentially stored and/or released by the valley reach during flood stages. The water volume variation in this type of inundated areas is an important parameter for the hydrodynamic modeling of the river flow and the determination of its transport capacity. For the inundated areas that never connect to the main channel, the volume variation is essentially a function of the base flow variation, the inputs from the local basin and the rain. Some floodplains present both types of flooding zones. Areas where the river water mixes with the local water are called "perirheic zones" (Mertes, 1997). In all cases, the inundation area is a buffer zone between the river and the upland watershed. The water volume variation represents the flood pulse of floodplains as expressed by Junk

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61332930; fax: +33 5 61253205.
E-mail address: frederic.frappart@legos.cnes.fr (F. Frappart).

0034-4257/$ - see front matter © 2005 Elsevier Inc. All rights reserved.
doi:10.1016/j.rse.2005.08.016

et al. (1989). Therefore, it is a key ecological characteristic that cannot be easily measured in the field.

To better understand the hydrology of large river systems, information about the dynamics of inundation patterns (extent of flooded areas) and water levels of main river channels, tributaries and associated floodplains is required (Alsdorf et al., 2000). Spatial and temporal patterns of inundation areas can be inferred from multi-temporal satellite images: visible/infrared (IR) or Synthetic Aperture Radar (SAR) sensors are used to delineate floodplains (Hess et al., 2003; Mertes et al., 1995; Smith, 1997; Töyrä et al., 2001). In addition, the potential of satellite radar altimetry for monitoring water levels of large rivers has already been demonstrated (Birkett, 1998; de Oliveira Campos et al., 2001; Maheu et al., 2003). Birkett et al. (2002) undertook an extensive validation study of water levels derived from Topex/Poseidon radar altimeter over the entire Amazon basin and used satellite radar altimetry to estimate elevation profiles and water surface gradients along the Amazon mainstream.

In this study, a new method is proposed to estimate both flooded area and water levels to determine the water volume stored in the floodplains of the Negro River, the largest tributary of the Amazon River, during the 1995–1996 seasonal cycle.

2. Previous studies

Many methods have been employed to estimate the extent of inundation and a review of how remote sensing is used to map inundation can be found in Smith (1997). The simplest model used to determine the extent of flood consists in intersecting a plane representing the water surface with a Digital Elevation Model (DEM) (Priestnall et al., 2000). However, it leads to an overestimation of the flooding zones with some areas that are not connected to the flood being incorrectly considered as inundated (Bates, 2000). Inundation patterns of large floodplains of South America have been derived using the polarization difference at 37 GHz of the SMMR passive microwave emission measurements (Hamilton et al., 2002). The spatial resolution of the grids derived from SMMR data is 0.25°. Approximate boundaries of floodplains can thus be retrieved. Relations between stage and flooded area have been derived using records from in-situ gauge-stations (Sippel et al., 1998). These studies estimated the spatial and temporal variability of floodplain inundation. Richards et al. (1987) reported the bright return of flooded forest in L-band by corner reflection between trunks and water surface beneath the canopy. Early results from Hess et al. (1995) deal with the mapping of inundated areas of the central Amazon floodplain with the SIR-C SAR, and Wang et al. (1995) compared C- and L-bands with respect to the detection of flooding in Amazonian forests. Smith et al. (1995, 1996) estimated discharge from braided glacial rivers with ERS-1 SAR images. Almost all studies dealing with the extent of inundation in the Amazon floodplain were undertaken on the central main stem of the Amazon except for Richey et al. (2002), who used the Amazon basin-wide inundation map based on the dual-season JERS-1 mosaic from (Hess et al., 2003) to estimate outgassing from Amazonian rivers and wetlands.

To estimate the flood stage, various remote sensing methods have been tested because in-situ gauges are very seldom located in wetlands. Inundation areas and ground measurements of stage yield a high linear correlation, for example in the case of the Ob river (Usachev, 1983), and therefore, water elevation has been estimated using the inundation extent. Hayashi and van der Kamp (2000) proposed a power function with two parameters to represent the relation of elevation with area or volume in small shallow ponds or topographic depression of the Northern American prairie regions. Townshend and Walsh (1998) examined various procedures to determine the elevation of the flood level from a detailed DEM. Generally, the modelling of flooding processes is achieved through 2-D formulations, but stage data are lacking for constraining and validating these models. Townsend and Foster (2002) proposed a SAR-based statistical model to predict flood extent and river discharge in a North American river basin. Landsat Thematic Mapper imagery has also been used to understand the relationship between wetland inundation and river flow (Frazier et al., 2003). Stage estimation by satellite radar altimetry coupled with flooded area estimation by SAR imagery offers an alternative approach that has not been utilized in previous studies.

3. The Negro River sub-basin

The Negro River sub-basin covers only 12% of the entire Amazon basin. However, it is the largest tributary to the Amazon River and ranks as the fifth largest river in the world for its water discharge (Meade et al., 1991). It is the major northern tributary as it joins the Solimões River to form the Amazon downstream from Manaus, and drains about 700,000 km^2 of Colombia (10%), Venezuela (6%), Guyana (2%) and Brazil (82%). It extends from 73.25° to 59.35° longitude West and from 5.4° North to 3.35° latitude South (Fig. 1). It is characterized by the dark color of its water, due to high content in dissolved organic matter and a low sediment load (Sternberg, 1975), and is a low gradient river, which partly accounts for (with the high amount of precipitation) the considerable extension of the floodplains. Rainfall in the sub-basin varies greatly both in space and time. Mean annual precipitation rates vary by more than 50% within the Negro River basin, from less than 2000 mm/year (with minimum values less than 1700 mm/year recorded in the northern part of the Branco river basin), to between 2250 and 2500 mm/year near Manaus and up to 3000 mm/year in the northwest (Liebmann & Marengo, 2001). Timing of the rainy season differs widely along a south to north gradient: the beginning of the rainy season occurs in December in the south and in March or April in the north, whereas the rainy period ends from May to October (Marengo et al., 2001).

4. Data sets and methods

4.1. Data sets for flood mapping

4.1.1. JERS-1 radar mosaics

High-resolution maps (100 m resolution) of the entire rain forests across the tropical regions were acquired in the

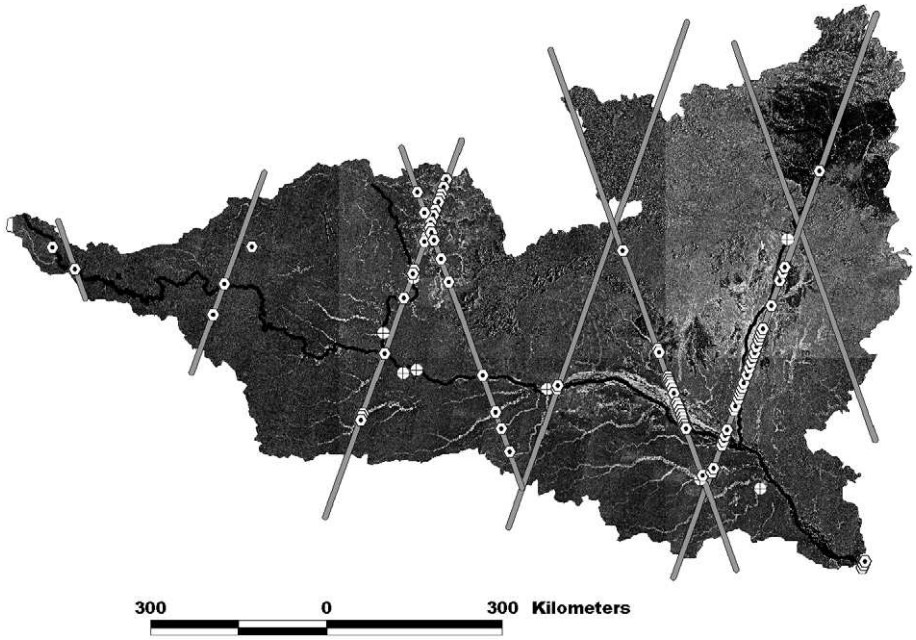


Fig. 1. The Negro River sub-basin from JERS-1 radar mosaic. The thick white line represents the boundary of the Negro River. Each thin white line accounts for a Topex/Poseidon track. Black dots in a white circle represent in-situ gauge stations, black dots in a white square, altimetric stations over the Negro River sub-basin.

framework of the Global Rain Forest Mapping Project (GRFM), an international collaboration initiated and managed by the National Space Development Agency of Japan (NASDA). JERS-1 was an L-band (wavelength of 23.5 cm) SAR satellite (Chapman et al., 2002), launched in February 1992 and operated until October 1998. The L-band signals are sensitive both to open water and standing water below the forest canopy (Rosenqvist et al., 2000). The GRFM project consisted of dual-season mapping of the global tropical forests during less than a 1-year period. The data acquired over the Amazon basin were composed of a set of two continental-scale mosaics acquired in relatively short time spans: September to December 1995 and May to July 1996. They were made available by the GRFM project on CD-ROMs where the continental-scale mosaics were divided into smaller regional mosaics (typically $6° \times 6°$). These two mosaics captured low and high water stages for the major part of the Amazon basin. Although these two mosaics are not an exact match for the high and low stages in the case of the Negro River sub-basin, they will be nonetheless thus defined in the following sections. The hydrological cycle as revealed by T/P data will be discussed and we will estimate the difference relative to ground measurements of high and low stages within the basin.

4.1.2. Classification method for flood extent

Several studies have reported the classification of the GRFM dual mosaics over Brazil to discriminate main land cover types and map either the extent of deforestation or delineate the flooded areas (Hess et al., 2003; Saatchi et al., 2000; Siqueira et al., 2003). Classification approaches have been restricted to a simple but nonetheless robust classifier based on the thresholding of each individual mosaics in order to retrieve pre-defined classes. The two individual backscatter vectors have been replaced by two composite vectors based on (i) the mean backscatter coefficient computed over the two seasons and (ii) the ratio of both seasons giving the change value. Mean backscatter provides the rough vegetation type while the change channel yields the estimate regarding the probability of change. As the data provided is absolutely calibrated and little sensitive to any other effect than flood (i.e., vegetation growth, soil moisture), any significant change is linked to a variation of the flood status.

The classifier allocates a status to the pixel in relation to the flood: never flooded; occasionally flooded; permanently flooded. Also provided is the broad land cover type: open water/bare soil/pasture/low vegetation/forest. This leads to an 8-theme classification (Fig. 2) excluding a number of combinations between flood status and land cover type (for instance open water and non-flooded): (1) open water/(2) occasionally flooded forest/(3) non-flooded forest/(4) non-flooded bare soils or low vegetation/(5) occasionally flooded pastures/(6) occasionally flooded low vegetation/(7) always flooded forest/(8) submerged vegetation. Methodological artifacts caused by the relief, urban areas or rivers of limited width were identified and corrected.

Validation against alternative data set from other remote sensing data source is impossible at a large scale since only radar data are sensitive to flood conditions whatever the vegetation cover. Unfortunately, no other radar cover of the Amazon basin exists for the area with roughly the same specifications (wavelength, spatial resolution). The best that can be done is local-scale validation and extrapolation to the rest of the data set. This approach has been already developed using either airborne radar data, airborne digital videography or direct fieldwork on limited areas. The estimation of accuracy for a test site near Obidos confirmed the other fieldwork validations, with a conservative classification accuracy better

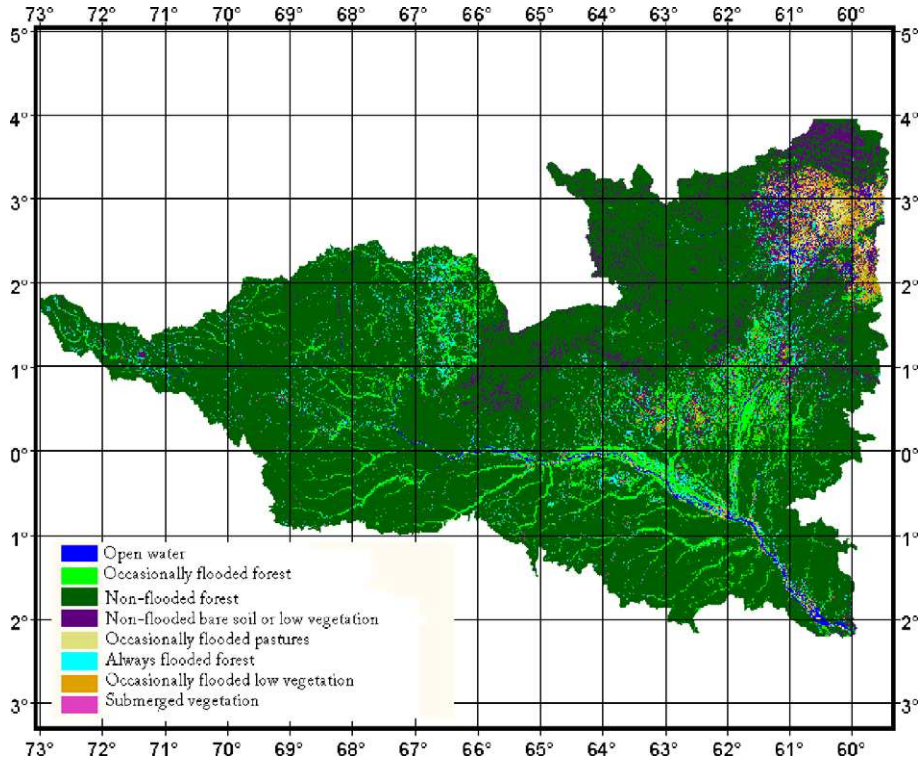


Fig. 2. Classification results for the Negro River basin on JERS-1 radar images.

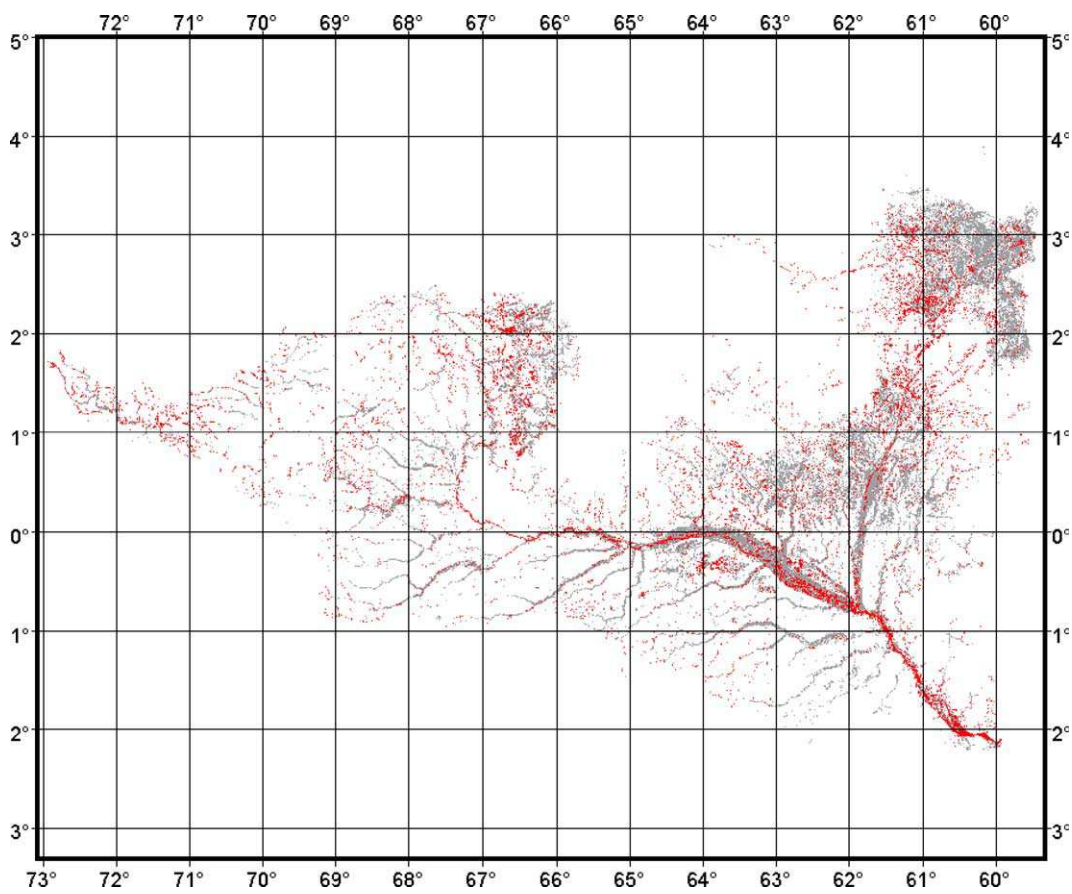


Fig. 3. Extent of inundation as estimated from JERS-1 low water acquisition (grey) and high water acquisition (black).

than 90% for forested areas and 70% for low vegetated themes, due to the low sensitivity of the L-band data to the low vegetation and smooth surfaces.

Classification of the JERS-1 dual mosaics allows us to map the flooded areas for low water stage (i.e., permanently flooded areas) and high water stage (combination of permanently and temporarily flooded areas) during the 1995–1996 seasonal cycle. The situation corresponding to JERS-1 low water stage (Fig. 3) derived from the combination of classes (1) and (6) whereas the JERS-1 high water stage (Fig. 4) is obtained from the combination of classes (1), (2), (5), (6), (7) and (8).

4.2. Topex/Poseidon data set for water stages

4.2.1. Topex/Poseidon raw-altimeter measurements

The T/P radar altimeter is the first dual frequency sensor of a joint French and U.S. mission, whose goal is to substantially improve our understanding of global ocean dynamics by making accurate measurements of the ocean surface topography (Fu & Cazenave, 2001). It operates in Ku and C-band, at frequencies (wavelengths) of 13.6 GHz (2.3 cm) and 5.3 GHz (5.8 cm), respectively. During its 10-day repeat cycle, T/P has provided along-track nadir measurements of Earth surface elevation (ocean and continental surfaces) between 66° latitude north and 66° latitude south since it was launched in October 1992. Radar altimetry entails vertical range measurements between the satellite and the Earth surface. The water levels, to a reference ellipsoid are given by the difference between the satellite orbit information and the range (Fu & Cazenave, 2001) or altimetric height.

Measurements and associated corrections (regularly updated and upgraded) are contained in the Geophysical Data Records (GDR) made available by the Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography (AVISO) data centre at the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), (AVISO, 1996). Data consist of range values derived from radar altimeter echoes at 1/10 s (or 10 Hz) and averaged values

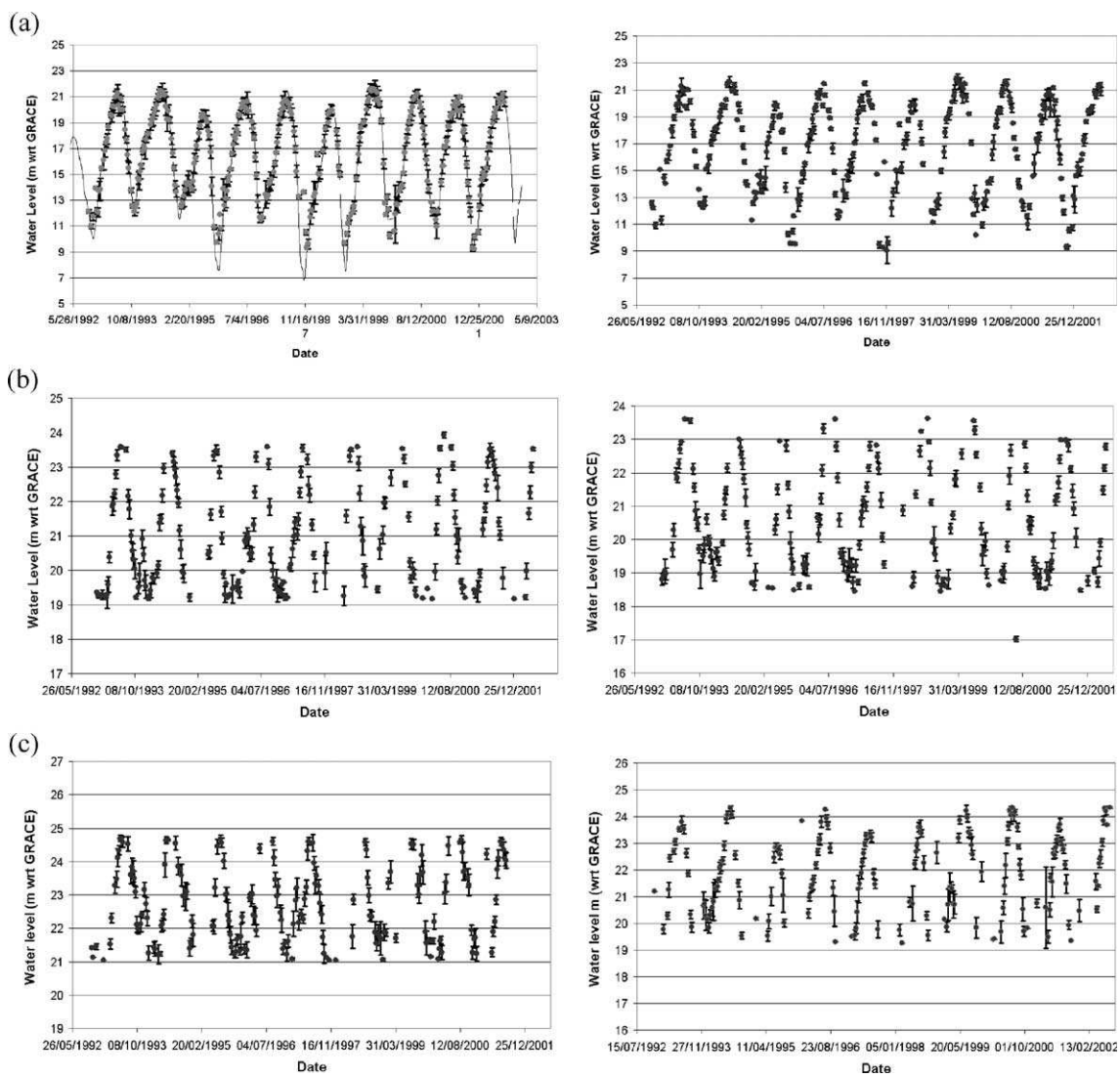


Fig. 4. Examples of time series of water level: (a) for single-channel rivers, (b) for a double-channel river, (c) over flooded areas. The thin white line on the left part of (a) represents the water level variations at Manaus in-situ gauge station.

at 1s (or 1 Hz), corresponding to along-track ground spacing of 596 m and 5.96 km, respectively. The corrections applied in this study are ionospheric, dry tropospheric, solid Earth tide, and Pole tide corrections. From the two ionospheric corrections available, we applied the onboard Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS) based on the measurement of the ionosphere electronic content (the dual-frequency ionospheric correction, generally used in ocean studies, is not valid over land). The wet tropospheric correction is not applied in the present study. From the two tropospheric corrections available, the first one, derived from the Topex Microwave Radiometer (TMR) measurements of water vapour, is unusable over land due to microwave emissions from continental surfaces. The second one, derived from estimates of atmospheric water vapour content by the General Circulation Model (GCM) from the European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), is lacking in the AVISO database. The lack of the wet tropospheric correction can lead to an overestimation of the altimetric range up to 30 cm. The spatial and temporal variations of the wet tropospheric correction are assumed to be negligible within the Negro River sub-basin (equatorial location and relatively small spatial extent). The location of the satellite tracks over Negro River basin is given in Fig. 1.

4.2.2. T/P time series construction

Each intersection between the river or flooded areas (as determined by the SAR classification) and the satellite ground-track defines a so-called "altimetric station", practically defined as a rectangular window. In each cycle, the water level at a given altimetric station is obtained by the computation of the median of all the high-rate data (10 Hz) included in the rectangular window. This process, repeated every 10 days, allows the construction of the time series of water level associated with each altimetric station. The dispersion in L1 norm is given by the estimator known as median absolute deviation (Eq. (1)):

$$\mathrm{MAD}(h) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N} |h_i - h_{\mathrm{med}}| \tag{1}$$

where $\mathrm{MAD}(h)$ is the mean absolute deviation of the observations, N the number of observations, h_i the ith observation, and h_{med} the median of the observations.

Water levels are expressed with reference to geoid EIGEN-GRACE02C. This geoid is derived from the first year of GRACE space gravity mission measurements, which monitored the time–space variations of the gravity field with a resolution of $2° \times 2°$ at the equator and an accuracy of 1 cm on the geoid height (Reigber et al., 2005).

Examples of water level time series are given for different types of water (Fig. 4):

- single-channel river,
- complex channel rivers: in this case, an altimeter virtual station corresponds to each channel,
- flooded areas.

Fig. 4 shows a comparison between an altimetric time series located 8.5 km upstream Manaus and the in-situ recorded water levels at Manaus gauging station. In this example, the accuracy of the T/P derived time-series is 27 cm.

The width of the rectangular window that defines the altimetric station depends on the size of the flooded zone, but is generally about 0.05°. When the dimension of the flooded area, as is often the case, exceeds 0.05°, several altimetric stations are defined. Increasing the number of altimetric stations improves the sample size and leads to a better estimation of water level variations at fine scales.

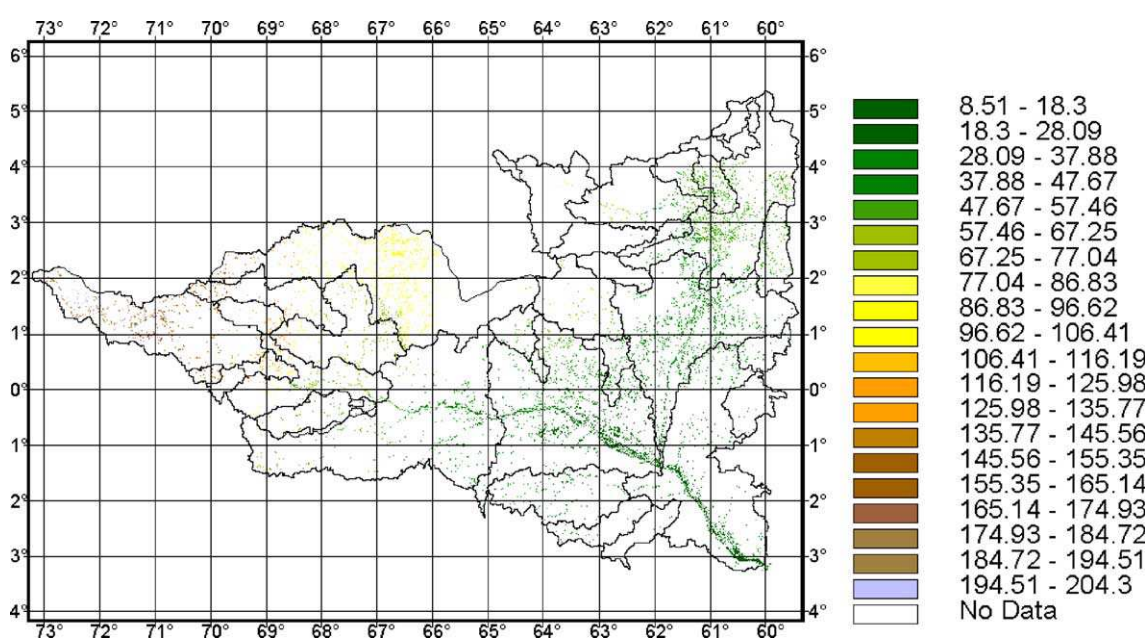


Fig. 5. Water level (m wrt GRACE geoid) map for JERS-1 low water acquisition.

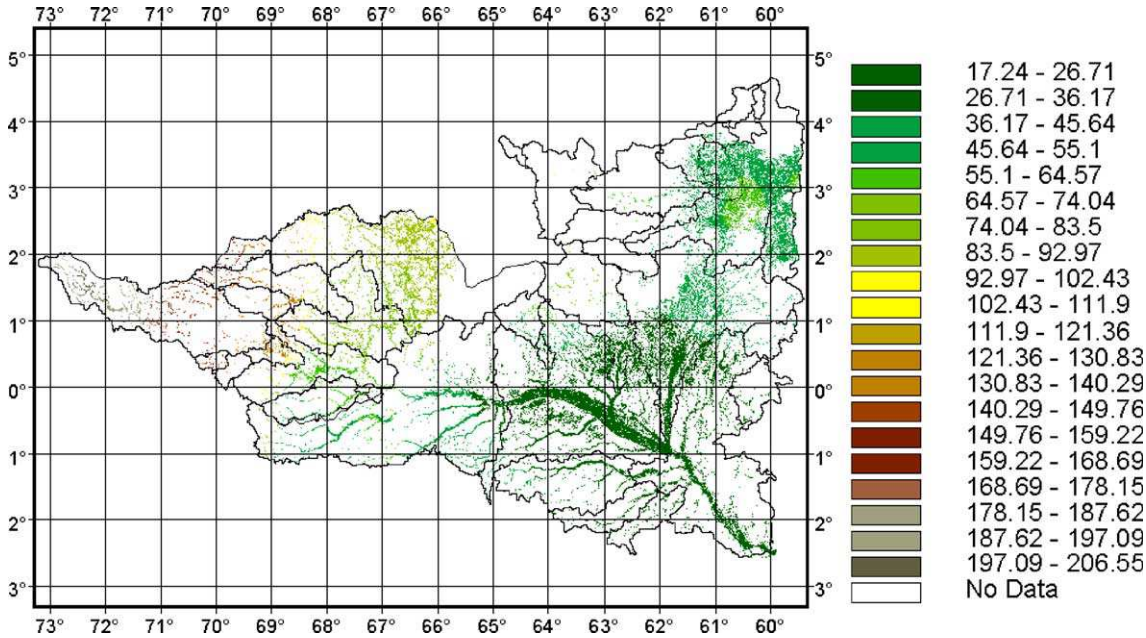


Fig. 6. Water level (m wrt GRACE geoid) map for JERS-1 high water acquisition.

4.2.3. In-situ time series construction

The Brazilian Water Agency (Agencia Nacional de Aguas or ANA) is in charge of managing a network of 571 gauging stations in the Brazilian part of the Amazon basin (http://www.ana.gov.br). At each station, daily measurements of water stage are collected and daily estimates of discharge are produced using rating curves, obtained from periodic (sometimes several times a year) simultaneous measurement of stage and discharge. Among these 571 inventoried gauges, 46 are located in the Negro River sub-basin and 25 of them have records over the last 20 years. The others have only temporary records that did not include the 1995–1996. From these 25 in-situ gauge stations, only 8 are located within the T/P groundtracks framework and can, therefore be utilized, by interpolation of the river slope between the two nearest T/P tracks, to estimate stage variation at the altimetric stations (see their locations in Fig. 1).

4.3. Water level maps for high and low stages

Water level time series were available for 88 T/P altimetric stations (Fig. 1). In addition, water level measurements from eight in-situ leveled gauge stations are used to complete the data set. Values for minimum and maximum water levels were estimated at the date of the JERS mosaic. For each altimetric

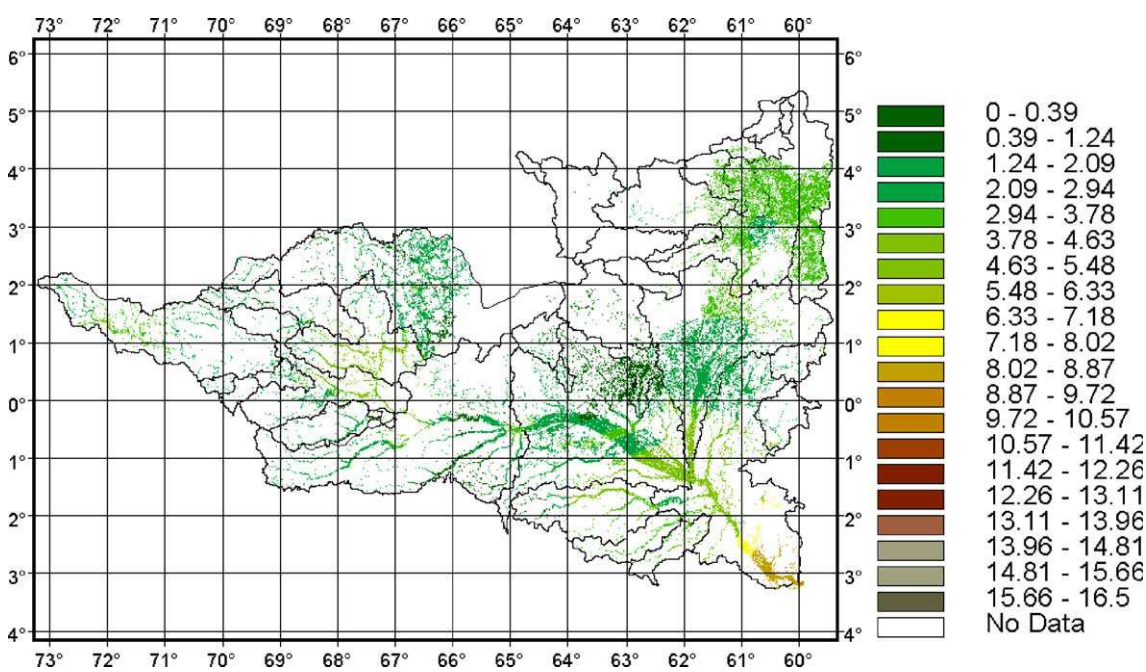


Fig. 7. Map of water level difference (m) between JERS-1 low and high water acquisition.

station, the value of the T/P time series, built from 10 days repeat cycle, was estimated by interpolation at the date of the JERS acquisition (the date of acquisition of the individual scenes composing the JERS mosaic can be found at http://trfic.jpl.nasa.gov/GRFM/jersframe.html). Water level maps for low and high water stage in the flooded zones were produced by linear interpolation, using the eight nearest neighbours scheme, to estimate the water level for each grid point. A grid step of 0.002° was chosen, which represents about 200 m, as we have not been able to retrieve valid altimeter data for rivers under 250 m width. The T/P intertrack is 315 km long at the equator. The upstream part of the Negro River is orientated North/South. It flows from West to East after the confluence with the Uaupes, a West/East flowing tributary. The Branco river is orientated North/South. Two types of intersection are observed: the satellite crosses the river and the satellite track runs along strike the river. Over the western/eastern flowing parts of the river network, the T/P tracks cross the river and its floodplain system, allowing to define several altimetric stations over the river mainstream and the associated floodplains. As a consequence, the interpolation in the along-track direction follows the difference of water levels between the mainstream and the floodplain. In the cross-track direction, interpolation over several hundreds of kilometers will only reflect the mean slope of the river. Over the northern/southern flowing parts of the river network, the T/P tracks run along strike the river. In these cases, depending on the choice of the geographical coordinates of the altimetric station, the time series can be influenced by the variation of level within the adjacent floodplain (Birkett et al., 2002). These authors did not report obvious amplitude or phase differences due to the inclusion of some floodplain. The difference of water levels between the mainstream and the inundated floodplain reported by Alsdorf (2003) on the Amazon floodplain (~11 cm) is generally lower than the measurement dispersion. The water level maps for low and high stages obtained with this method are shown in Figs. 5 and 6, respectively, and from them estimated the difference between JERS-1 high and low stages (Fig. 7). A negligible number of values (0.02%) were negative (mainly located on the boundaries where–T/P or in-situ stations–are scarce or lacking). The strong seasonal water level variations of the lower Negro River can be recognized in the difference of water level of about 10 m near Manaus. However, these maps correspond to minimum and maximum water levels at the date of the JERS mosaics. As we have noted previously, they fail to match the effective high and low stages. Thus, the minimum and maximum stages from the T/P time series have been estimated.

4.4. Water volume variation estimation

The combination of SAR images, radar altimetry measurements, and in-situ gauge stations, yields information on the water volume variation during the seasonal cycle. The Negro River was subdivided into 11 sub-basins corresponding to the major tributaries of the Negro River. For each sub-basin, the 2-D grid representing the water level variation was converted into an Arcview 3D format (Triangulated Irregulated Network or TIN) with a vertical step of 10 cm—the maximum accuracy that can be obtained from radar altimetry on rivers and wetlands (Birkett, 1998). 3D representations of the water stored during the 1995–1996 seasonal cycle were created, allowing us to compute the water volume variation between JERS-1 high and low stages. The error on the method was estimated using (Eq. (2)):

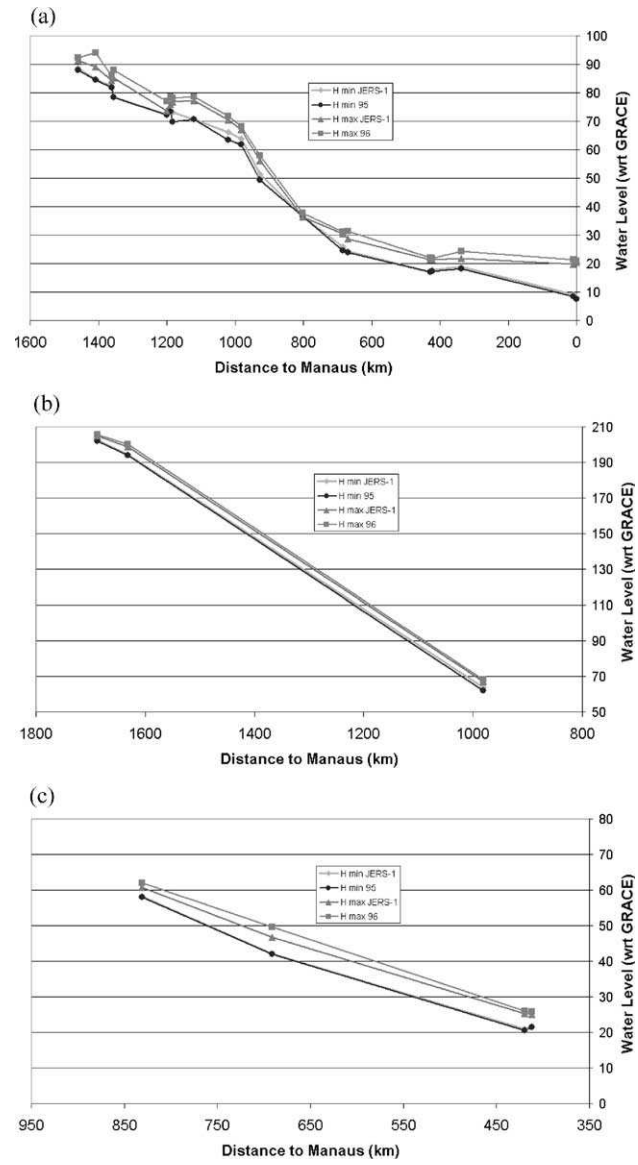


Fig. 8. Profiles of the Negro River main stream (a), Uaupes River (b) and Branco River (c).

$$\mathrm{d}\delta V = \sum_{i=1}^{n} (\mathrm{d}S_i \delta h_i + S_i \mathrm{d}\delta h_i) \quad (2)$$

where:

$\mathrm{d}\delta V$ is the error on the water volume variation (δV),

S_i is the ith elementary surface,

δh_i is the ith elementary water level variation between high and low stage,

Table 1
Total areas of each class in the Negro river basin, based on JERS-1 SAR mosaics from two dates

Class number	Type of vegetation and flood	Area (km^2)
1	Open waters	14,100
2	Occasionally flooded forest	79,700
3	Non-flooded forest	510,650
4	Non-flooded bare soil or low vegetation	42,140
5	Occasionally flooded pastures	7560
6	Always flooded forest	21,860
7	Occasionally flooded low vegetation	29,530
8	Submerged vegetation during high water	6650

dS_i is the error on the ith elementary surface,
$d\delta h_i$ is the error on the ith elementary water level variation between high and low stage.

The error sources include misclassifications, T/P altimetry measurements and the linear interpolation method errors.

4.5. Estimation of half-peak flow integrated discharge

The half-flood peak time-integrated discharge represents the volume of water that has flown into the mainstream during the rising water period. It is defined as the ratio of the water potential storage within the floodplain over the effective volume of water that have been flowing into the mainstream during the same period. The water potential storage is the result of our method of estimation of water volume variation. The effective water volume flowing into the main stream is the time-integrated discharge between low stage of 1995 and the peak flow of 1996 from each sub-basin. The discharge values used in this study are derived from water levels recorded at in-situ stations located at the mouth of each sub-basin.

5. Results and discussion

5.1. Spatial distribution of the inundated areas

The results obtained by the JERS dual mosaic for the Rio Negro basin are given in Fig. 2. The total area subject to flooding is 35,944 km^2 for the JERS-1 low water acquisition and 152,721 km^2 for the JERS-1 high water acquisition. Table 1 partitions flooded areas according to the type of surface and vegetation. The results of flood mapping are shown in Fig. 3 for JERS-1 low and high water stage. The two maps highlight the importance of floodplains in the Negro River sub-basin.

The different classes identified as inundated areas (permanent or temporary) by the classifier are not evenly distributed within the Negro River basin. This heterogeneous distribution causes the great variety of situations observed during the high and low water stages (Tables 2 and 3). Generally, the inundated area is much wider (several times) during high water stage than low water stage, except for the Carabinani sub-basin in which 20% of the surface is always flooded. Different behaviours can be observed according to the geographical location of the sub-basins. In the eastern part of the basin (Negro upstream and Uaupes rivers), i.e., Cucui, Curicuriari, Sao Felipe and Serrinha sub-basins, almost 5% of the basin is inundated during low water stage and 2 to 3 times more during high water stage. The situation is totally different in the northern part (Caracarai) and downstream (Foz do Branco, Unini, Jau, Negro downstream): the flooded area during high water stage is between 15% and 30% (increase factor greater than 4). With 12% and 54% of the land being inundated during the low and high water stages, respectively, the Branco river sub-basin differs from other downstream sub-basins in terms of importance of inundated areas. Its flow is controlled by the Negro River mainstem. As a consequence, a high percentage of the sub-basin is always inundated (up to 24% of the flooded areas of the Negro River basin during high water stage).

5.2. High and low water levels

The T/P altimetry stations are unevenly distributed across the basin (Fig. 1). Among the 88 T/P stations where water level time series can be built, 34 are located on rivers and 54 on wetlands. Five (four on the rivers and one on a flooded area) are located on the Uaupes river flowing from the Colombian part of the watershed, on the western side of the Negro basin. This part of the basin is poorly known, no records from in-situ gauges are available. Fifteen are located on the upper Negro, near the Venezuelan border and the divide with Orinoco basin.

Table 2
Inundated areas, water volume variations (ΔV) between JERS-1 high and low water stages, and half peak flow integrated discharge for each sub-basin of Negro River basin

Watershed	Total area (km^2)	Inundated area (km^2)	Inundated/total (%)	ΔV (km^3)	1/2 peak flow (km^3)	1/2 PF/ΔV
Jau	9040	665	7.4	1.8		
Curicuriari	12,600	1,010	8.0	2.0	9.4	4.7
Carabinani	6970	620	8.9	1.8		
Unini	23,770	2480	10.4	6.0		
Negro downstream	77,530	9920	12.8	38.8		
Cucui	70,740	12,140	17.1	16.2	64.7	4.0
Caracarai	120,350	23,580	19.6	42.2	51.6	1.2
Serrinha	157,950	35,220	22.3	57.0	84.0	1.5
Foz Branco	109,350	28,150	25.7	51.8		
Sao Felipe	48,350	17,740	36.7	26.7	29.4	1.1
Branco	75,510	47,430	62.8	86.8		
Downstream	302,170	89,270	29.5	187.0	302.5	1.6

Table 3
Percentage of area inundated with reference to total area for each sub-basin of the Negro

	Inundated area (%)								
Sub-basin	Class 1	Class 2	Class 5	Class 6	Class 7	Class 8	Low stage	High stage	High stage wrt Negro Basin
Jau	0.02	12.90	0.00	0.60	0.00	0.20	0.62	14.33	6.29
Curicuriari	5.09	8.12	0.01	0.99	0.04	0.27	6.08	14.51	6.37
Carabinani	16.07	4.61	0.14	0.19	0.01	0.02	16.26	21.03	9.23
Unini	0.11	10.43	0.02	1.58	0.05	0.52	1.69	12.70	5.57
Negro downstream	3.53	7.97	0.79	1.73	0.42	0.54	5.26	14.97	6.57
Cucui	0.39	11.18	0.00	4.12	0.07	1.11	4.50	16.87	7.40
Caracarai	2.07	2.10	4.59	2.18	15.31	0.40	4.25	26.65	11.69
Serrinha	1.19	6.43	0.14	2.38	0.09	0.72	3.57	10.95	4.80
Foz Branco	0.41	14.24	0.31	3.57	8.32	1.37	3.98	28.21	12.37
Sao Felipe	1.22	8.96	0.10	3.25	0.06	0.75	4.47	14.33	6.29
Branco	5.19	36.92	1.06	6.82	1.88	2.35	12.01	54.23	23.79

Most of them are present on a large unmonitored inundated area. Two in-situ gauges within this area have recorded data for the 1995–1996 period and can be leveled using altimetry. The presence of a great number of gauge stations (in-situ and altimetric) gives the opportunity to describe the hydrological cycle of that part of the basin. Some altimetric stations are located on the right bank of Negro River, in an unmonitored part of the basin. The others allow monitoring of the Branco River flowing from the north, and downstream along the Negro River. This important number of stations (96 encompassing 88 altimetric and 8 in-situ), distributed on river channels and wetlands, is necessary to estimate accurately water volume variations. Table 4 reports mean standard deviations for water levels on river channels and flooded areas. The precision is better on river channels than on inundated areas. Minimum standard deviations of around 10 cm are measured on downstream rivers with large open water areas when the pulse emitted by the altimeter is not scattered by vegetation, whereas maximum standard deviations of around 60 cm is observed on flooded areas covered with dense vegetation. In Table 4 are also reported the differences between water level measured at the dates of the JERS mosaic, and the minimum and maximum water levels, respectively, measured at low and high stage (1995–1996) and for the whole period between 1992 and 2002. The difference is lower for inundated areas than for river channels, and is lower at low stage than high stage. The difference is about 0.4 m for low water stage and lower than 1 m for high water stage for the 1995–1996 period.

Using the altimetric gauge stations present on river channels, we have determined the profiles of Negro River and its main tributaries—Branco and Uaupes (Fig. 8). For each altimetric station, the difference between water levels recorded at the JERS mosaic date, and respectively the minimum level of 1995 and the maximum level of 1996 is reported in Table 5. For Uaupes River, low stage mean difference is about 1 m, ranging from about 0.5 m upstream and reaching 2 m downstream, whereas for the high stage, the difference is quasi-constant around 1 m. On the Branco River, the differences are quasi-constant for high and low stage, respectively, around 1 m and 0.30 m. More important differences are observed on the Negro River mainstem: for low stage differences are lower than 1 m, whereas they can reach several meters during high water stage. The JERS radar mosaic represents the low water stage for the downstream (southeastern part of the basin) but is out of phase with the lowest water levels for the northwestern part of the basin, whereas it is the contrary for the high water stage (representative for the northeastern part and not for the southeastern part). These underestimations of the maximum water level can lead to erroneous water volume estimation.

5.3. Water volume variations

The water volume variations characterize the volume of water potentially stored in the inundated areas. The water volume variations are more important at the confluences between the mainstream and its tributaries (Serrinha, Foz do Branco, Branco and Negro downstream sub-basins). During high stage, the water level of the tributaries (Uaupes, Branco and Negro as a tributary of the Solimões) is controlled by the water level of the mainstem, causing large inundation near the confluences (Fig. 9). The intensity of this phenomenon is lower during low stage. These backwater effects have been already reported by Meade et al. (1991) in the entire Amazon basin and particularly in the Negro River sub-basin. We have then compared the water volume variations with the volume flowing during the flood from each sub-basin where discharge data were available. The percentage area of the basin that is

Table 4
Standard deviations (minimum, mean and maximum)

	Mean S.D. (m)	Max S.D. (m)	Min S.D. (m)	Mean 1 (m)	Mean 2 (m)	Mean 3 (m)	Mean 4 (m)
River	0.22	0.40	0.10	0.98	0.40	1.95	1.55
Inundated area	0.25	0.56	0.14	0.82	0.42	1.83	1.37

Mean differences between minimum water level for 1992–2002 (Mean 1), minimum for 1995 (Mean 2) and T/P derived water levels for JERS low water. Mean differences between maximum water level for 1992–2002 (Mean 3), maximum water level for 1996 (Mean 4) and T/P derived water levels for JERS high water.

Table 5
Differences between water levels at the dates of the JERS mosaic (1995 for low water stage or 1996 for high water stage) and minimum for 1995, maximum 1996 for each T/P altimetric station over river channels

River	Track	Differences 1995 (m)	Differences 1996 (m)	Mean 1995 (m)	Mean 1996 (m)
Uaupes	T/P 191	−0.70	0.71	−1.03	1.01
Uaupes	T/P 102	−0.44	1.29		
Uaupes/Negro	T/P 89	−1.95	1.04		
Negro	T/P 89	−0.75	1.04	−0.40	2.06
Negro	T/P 89	−0.05	5.08		
Negro	T/P 254	−0.43	1.70		
Negro	T/P 89	−0.01	2.89		
Negro	T/P 89	−0.09	3.50		
Negro	T/P 89	0.00	2.82		
Negro	T/P 89	−0.05	1.24		
Negro/Uaupes	T/P 89	−1.95	1.04		
Negro	T/P 254	0.00	1.30		
Negro	T/P 165	−0.39	2.78		
Negro	T/P 76	−0.06	0.70		
Negro	T/P 76	−0.31	0.48		
Negro	T/P 241	−0.72	2.57		
Negro	T/P 63	−0.81	1.69		
Branco	T/P 241	−0.26	1.21	−0.23	0.91
Branco	T/P 241	−0.35	0.73		
Branco	T/P 241	−0.08	0.78		

inundated at high water stage is inversely related to the ratio between the flown water volume and the stored water volume, i.e. the storage capacity of the floodplains is related to their extent. But this relation is not proportional, and the storage capacity of the floodplains cannot be inferred from their spatial extent (Fig. 9 and Table 2). The nonlinear relationship between potential storage capacity within the floodplain and flown water volume during the flood is somewhat related to the residence time of the water in the floodplain. This ratio can be considered as a global indicator of the basin behaviour during flooding processes.

Using Eq. (2) and taking into account the different sources of error, we have estimated the minimum and maximum storage. For the whole basin, we obtained a minimum change in water storage 26% lower than our estimation and a maximum change 34% greater.

6. Conclusion

For the first time, the combined use of altimetric water level observations and inundation patterns to determine water volume variations provides valuable information on the inundation dynamics of river floodplains. In this study, we calculated the water storage changes during the 1995–1996 hydrological cycle of the Negro River. It corresponds to a volume variation of 331 km^3 for the whole floodplain. This result was compared with the water volume flown during the flood. The storage capacity of the floodplain cannot be derived from their extent. The potential storage capacity within the floodplain is not proportional to the flown water during the flood.

The use of the GRFM dual-season mosaics of JERS-1 SAR images allows to accurately map (with a resolution of 100 m) the Negro River basin according to the type of vegetation and the inundation status. The classification results were used to delineate flood extent at high and low stage. Unfortunately, the date of acquisition of the mosaics may not coincide with the real maxima (respectively minima) registered during the hydrological cycle. Characterization of the seasonal and interannual variation of inundation could be improved for low vegetated areas combining JERS with other sensors (Radarsat and ASAR for radar imagery or SPOT VGT, MODIS and MERIS for multispectral imagery).

Satellite radar altimetry has the ability to monitor variations in water level over wetlands, rivers and associated floodplains. It represents a unique source of data for floodplain, as the in-situ data records are generally located on the river mainstream. Although the radar altimetric measurements are still suffering severe limitations (Birkett, 1998; Birkett et al., 2002), the capability to sample, from one cycle to another, both mainstream and floodplain is a clear advantage compared with traditional in-situ measurements. This aspect is essential because it has been shown that the water volume stored in

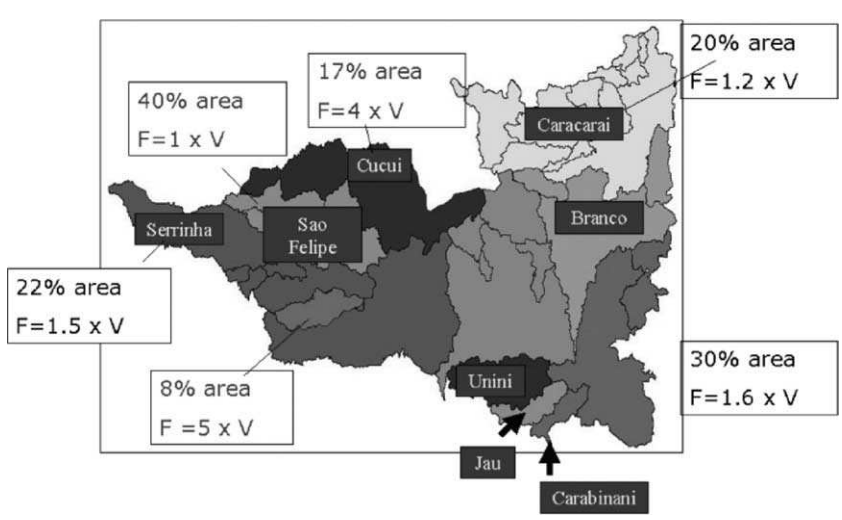


Fig. 9. Water volume variation in the Negro River sub-basin.

floodplains cannot be inferred from the flood extent, nor the elevation of the flood by its extent. On the contrary, it seems that significant geographical discrepancies exist in the way the flood extends with increasing water level. Better results of water cycle monitoring can be expected from a better sampling both in time and space. To achieve this goal, the combination of data from the present radar altimeters (T/P, ERS-1 and 2, Jason-1, ENVISAT RA-2) can be useful. With the current altimeters, the difference in water level between the rivers and the associated floodplains is lower or equal to the dispersion of the measurements. The next generation of altimeters (Cryosat, Jason-2, the Water mission) is expected to provide a better accuracy. Thus, the choice of the geographical range reflects the nature of the selected target and a clear distinction between rivers and the associated floodplains can be achieved.

Acknowledgements

This study was undertaken within the framework of a collaboration between the Géodésie, Océanographie et Hydrologie Spatiale (GOHS) team at Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) and Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG) for the CASH (Contribution de l'Altimétrie Satellitaire pour l'Hydrologie) project (reference 04 T 131). The authors would like to acknowledge the Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) at LEGOS for the provision of the Topex/Poseidon GDR data set and the HYBAM project for the in-situ gauge measurements. We are particularly grateful to thank Guy Lemichel for reviewing the English version of the paper. We express our gratitude to an anonymous reviewer for his very helpful comments and corrections. One of the authors, F.F. was supported by a grant from Centre National d'Etudes Spatiales (CNES, France) and Alcatel Space.

References

Alsdorf, D. E. (2003). Water storage of the central Amazon floodplain measured with GIS and remote sensing imagery. *Annals of the Association of American Geographers*, *93*(1), 55–66.

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*, *404*, 174–177.

Alsdorf, D. E., Smith, L. C., & Melack, J. M. (2001). Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *39*(2), 423–431.

AVISO. (1996). AVISO user handbook: Merged TOPEX/POSEIDON products, AVI-NT-02-101-CN (3rd ed). Toulouse, France: CNES 194 pp.

Bates, P. H. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, *236*, 54–77.

Birkett, C. M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, *34*(5), 1223–1239.

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*, *107*(D20), 8059–8080.

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*, *23*(7), 1427–1446.

de 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 del Academie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, *333*, 1–11.

Frazier, P., Page, K., Louis, J., Briggs, S., & Robertson, A. I. (2003). Relating wetland inundation to river flow using Landsat TM data. *International Journal of Remote Sensing*, *24*(19), 3755–3770.

Fu, L. L., & Cazenave, A. (2001). Satellite altimetry and Earth science, a handbook of techniques and applications. London, U.K.: Academic Press.

Hamilton, S. K., Sippel, S. J., & Melack, J. M. (2002). Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. *Journal of Geophysical Research*, *107*(D20), 10.129–10.143.

Hayashi, M., & van der Kamp, G. (2000). Simple equations to represent the volume area depth relations of shallow wetlands in small topographic depressions. *Journal of Hydrology*, *237*, 74–85.

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 Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *33*, 896–904.

Hess, L. L., Melack, J. M., Novo, E.M.L.M., Barbosa, C. C. F., & Gastil, M. (2003). Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, *87*(4), 404–428.

Junk, W., Bayley, P. B., & Sparks, R. E. (2003). The flood pulse concept in river floodplain systems. In D. P. Dodge (Ed.), *Proceedings of the international large river symposium*. *Can. Spec. Pub. Fish. Aquat. Sci.*, *vol. 106* (pp. 110–127).

Liebmann, B., & Marengo, J. A. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, *14*, 4308–4318.

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*, *30*(3), 1143–1146.

Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, & Wainer, I. C. (2001). Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, *14*, 833–852.

Meade, R. H., Rayol, J. M., da Conceicão, S. C., & Natividade, J. R. G. (1991). Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*, *18*(2), 105–114.

Mertes, L. A. K. (1997). Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains. *Water Resources Research*, *33*(7), 1749–1762.

Mertes, L. A. K., Daniel, D. L., Melack, J. M., Nelson, B., Martinelli, L. A., & Forsberg, B. R. (1995). Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from remote sensing perspective. *Geomorphology*, *13*, 215–232.

Priestnall, G., Jaafar, J., & Duncan, A. (2000). Extracting urban features from LIDAR-derived digital surface models. *Computers, Environment and Urban Systems*, *24*, 65–78.

Reigber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K. H., et al. (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S. *Journal of Geodynamics*, *39*(1), 1–10.

Richards, J. A., Sun, G. Q., & Simonetti, D. S. (1987). L-band radar backscatter modeling of forest stands. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *25*, 487–498.

Richey, J. E., Nobre, C., & Deser, C. (1989). Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, *246*, 101–102.

Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampfe, A. K., Ballester, V. M., & Hess, L. L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO_2. *Nature*, *617*. doi:10.1038/416617a.

Rosenqvist, A., Shimada, M., Chapman, B., Freeman, A., de Grandi, G., Saatchi, S., et al. (2000). The Global Rain Forest Mapping project—a review. *International Journal of Remote Sensing*, *21*(6&7), 1375–1387.

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*, *21*(6&7), 1201–1234.

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*, *19*, 3055–3074.

Siqueira, P., Chapman, B., & McGarragh, G. (2003). The coregistration, calibration, and interpretation of multiseason JERS-1 SAR data over South America. *Remote Sensing of Environment*, *87*, 389–403.

Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage and discharge: A review. *Hydrological Processes*, *11*, 1427–1439.

Smith, L. C., Isacks, B. L., Bloom, A. L., & Murray, A. B. (1996). Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar imagery: Potential application to ungauged basins. *Water Resources Research*, *32*(7), 2031–2034.

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*, *31*(5), 1325–1329.

Sternberg, H. (1975). The Amazon River of Brazil. *Geographische*, 1–74.

Townshend, P. A., & Walsh, S. J. (1998). Modelling floodplain inundation using an integrated GIS with radar and optical remote sensing. *Geomorphology*, *21*, 295–312.

Townsend, P. A., & Foster, J. R. (2002). A synthetic aperture radar-based model to assess historical changes in lowland hydroperiod. *Water Resources Research*, *38*(7), W1115. doi:10.1029/2001WR001046.

Töyrä, J., Pietroniro, A., & Martz, L. W. (2001). Multisensor hydrologic assessment of a freshwater wetland. *Remote Sensing of Environment*, *75*, 162–173.

Usachev, V. F. (2002). Evaluation of flood plain inundations by remote sensing methods. *Proceedings of the Hamburg symposium*. *IAHS pub*, *vol. 145* (pp. 475–482).

Wang, Y., Hess, L. L., Filoso, S., & Melack, J. M. (1995). Understanding the radar backscattering from flooded and non-flooded Amazonian forests: Results from canopy backscatter modelling. *Remote Sensing of Environment*, *54*, 324–332.

3. Variations inter-annuelles de volume d'eau de surface dans la partie avale du bassin du Mékong

3.1 Caractéristiques hydrologiques de la zone étudiée

Le basin du Mékong est le plus grand basin versant d'Asie du Sud Est avec une superficie de 795 000 km² [*IMC*, 1988], où vivent 65 millions d'habitants [*MRC et UNEP*, 1997]. Le Mékong prend sa source sur le plateau tibétain et traverse six pays (la Chine, Burma, le Laos, la Thaïlande, le Cambodge et le Vietnam) avant de se jeter dans le sud de la mer de Chine. Avec un débit moyen annuel de 475 000 m^3 et une longueur totale de 4800 km, il est le dixième fleuve du monde en terme de débit et le cinquième plus long.

La partie avale du bassin du Mékong, qui draine une surface totale de 606 000 km², soit 77% de la surface du bassin, est considérée comme la partie la plus importante du bassin aussi d'un point de vue environnemental qu'économique [*IMC*, 1988 ; *Hori*, 2000]. La zone d'étude est la partie avale du bassin du Mékong, et son delta, situés au Cambodge et au Vietnam.

Le Mékong se divise en trois branches au niveau de Pnohm Penh : le Tonle Sap, le Bassac et le Mékong inférieur. Durant la crue, l'eau est drainée du Mékong et du Bassac jusqu'au lac de Tonle Sap à travers le Tonle Sap, tandis que dès la décrue s'amorce, le phénomène inverse se produit. Ce renversement du flot est une caractéristique unique au monde qui est la cause d'une diminution du débit du Mékong moins marquée pendant la saison sèche [*Hoanh et al.*, 2003]. Après la frontière vietnamienne, le Mékong se divise en plusieurs tronçons formant un delta. Le bassin du Mékong est présenté sur la Figure 6-6 avec la couverture spatiale de TP et d'ERS-1&2/ENVISAT.

Le régime hydrologique du Mékong est gouverné par les conditions climatiques et par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison des pluies, dues au phénomène de mousson. Les vents soufflent du sud ouest durant la saison des pluies, qui s'étend de mai à octobre avec un pic en septembre, et du nord est durant la saison sèche.

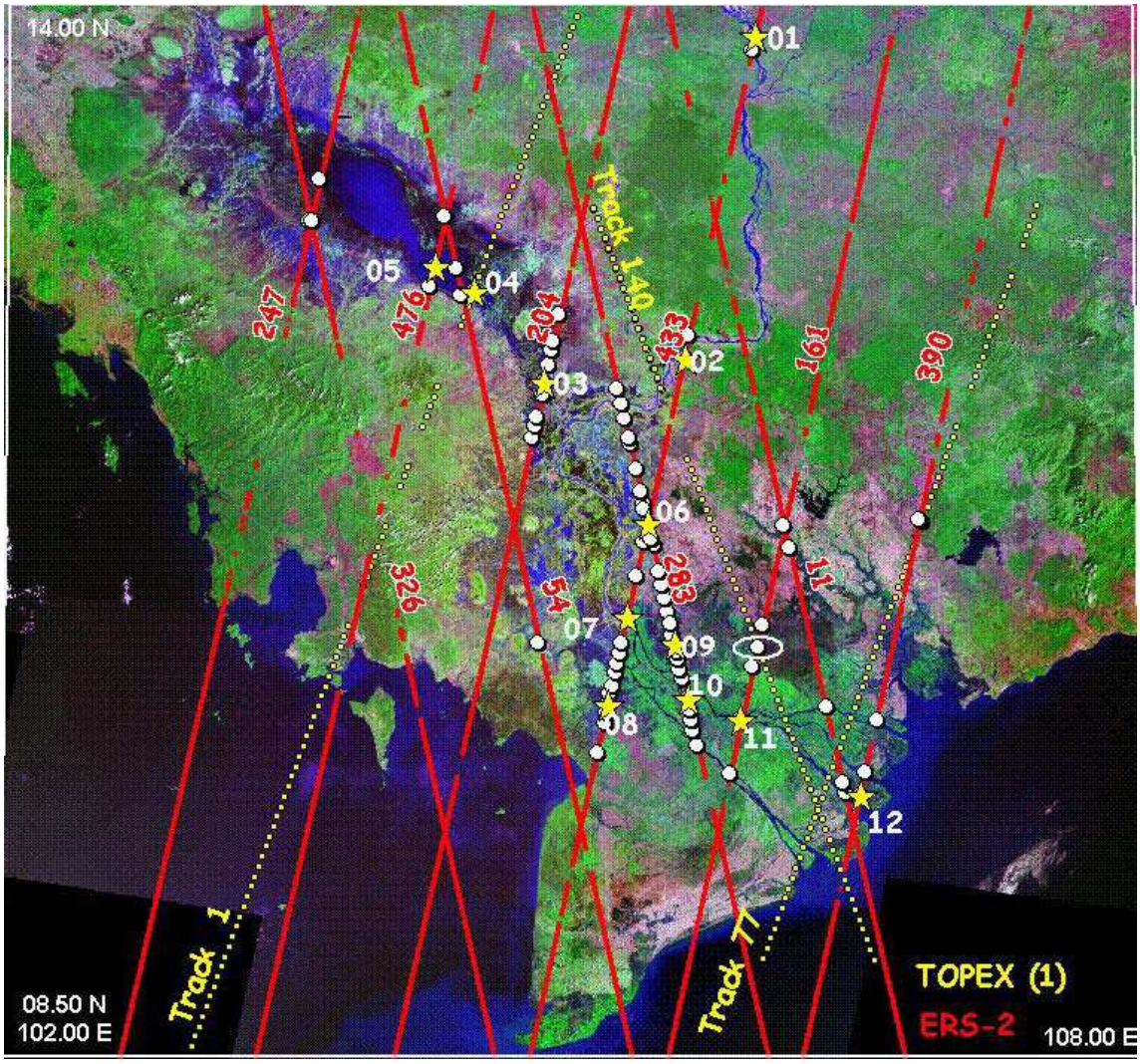


Figure 6-6: Le bassin du Mékong et couverture spatiale de T/P (jaune) et ERS-2/ENVISAT (rouge). Les points blancs représentent les stations virtuelles ERS-2/ENVISAT, les étoiles jaunes les stations virtuelles dont les résultats sont présentés ultérieurement, les cercles blancs correspondent aux comparaisons T/P et ERS-2/ENVISAT.

3.2 Délimitation des zones inondées

Le capteur VEGETATION (VGT), embarqué sur le satellite SPOT-4, a été conçu pour observer, comme son nom l'indique, l'évolution de la végétation et les surfaces continentales [*Arnaud et Leroy*, 1991]. Il effectue des acquisitions de réflectance dans quatre bandes spectrales, B0 (bleu, 430-470 nm), B2 (rouge, 610-680 nm), B3 (proche infra-rouge, 780-890 nm) et PIR (proche infra-rouge, 1580-1750 nm) pour réaliser des images grand champ. Grâce à sa fauchée large de 2250 km, VGT réalise une couverture journalière du globe à la résolution spatiale d'un kilomètre [*Xiao et al.*, 2002].

Trois produits standards sont fournis aux utilisateurs : les produits bruts (VGT-P), les synthèses journalières (VGT-S1) et à dix jours (VGT-S10). Les paramètres de surface issues des données VGT-S10 sont couramment employés pour le suivi des cultures et des forêts, l'étude des variations de masse et des cycles biogéochimiques et sont assimilés dans les modèles de prévision météorologique [*Duchemin et al.*, 2002].

Ces données permettent de calculer l'indice de végétation, défini par Tucker [1979] pour suivre l'évolution du couvert végétal ou NDVI (Normalized Difference Vegetation Index):

$$NDVI_{VGT}=\frac{B3-B2}{B3+B2} \qquad \text{(Eq. 6-1)}$$

L'application d'un seuil permet de délimiter les zones d'inondation. Sur les eaux libres, les valeurs du NDVI sont quasiment nulles. Les valeurs du NDVI des pixels correspondant à des lacs ou des fleuves sont égales à -0,1 dans le produit VGT-S10 (disponibles sur le site http://free.vgt.vito.be/ entre mai 1998 et décembre 2004). Pendant la crue, l'eau submerge la végétation basse et les rizières. Les valeurs du NDVI sont donc plus élevées sur les zones inondées que sur les eaux libres. Nous supposons que les zones inondées ont des valeurs du NDVI inférieures à 0,2. Des exemples de carte d'indice de végétation, permettant de se faire un idée de l'évolution de l'inondation, sont présentés sur la Figure 6-7.

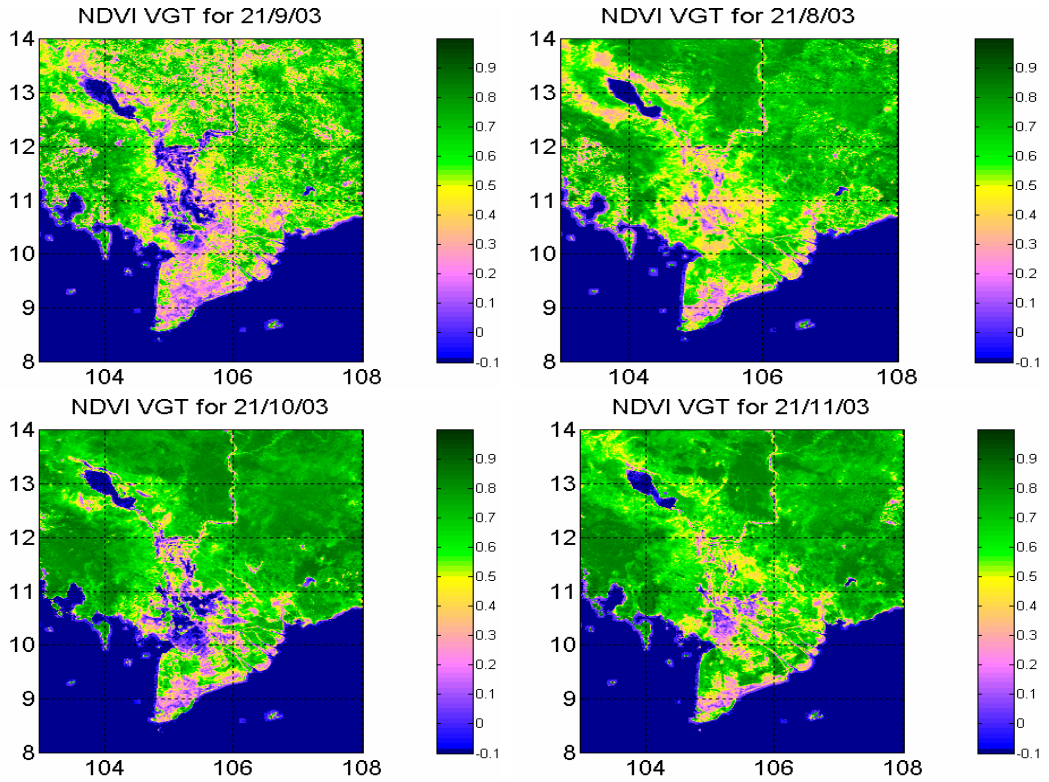


Figure 6-7: Cartes de NDVI provenant de VGT.

3.3 Cartes de hauteur d'eau

Les cartes d'inondation obtenues par seuillage nous ont permis de définir 80 stations virtuelles ERS-2 et ENVISAT sur notre zone d'étude (Figure 6-6). Des exemples de séries temporelles obtenues avec ENVISAT, dans différentes régions du bassin du Mékong, sont présentées sur la Figure 6-8.

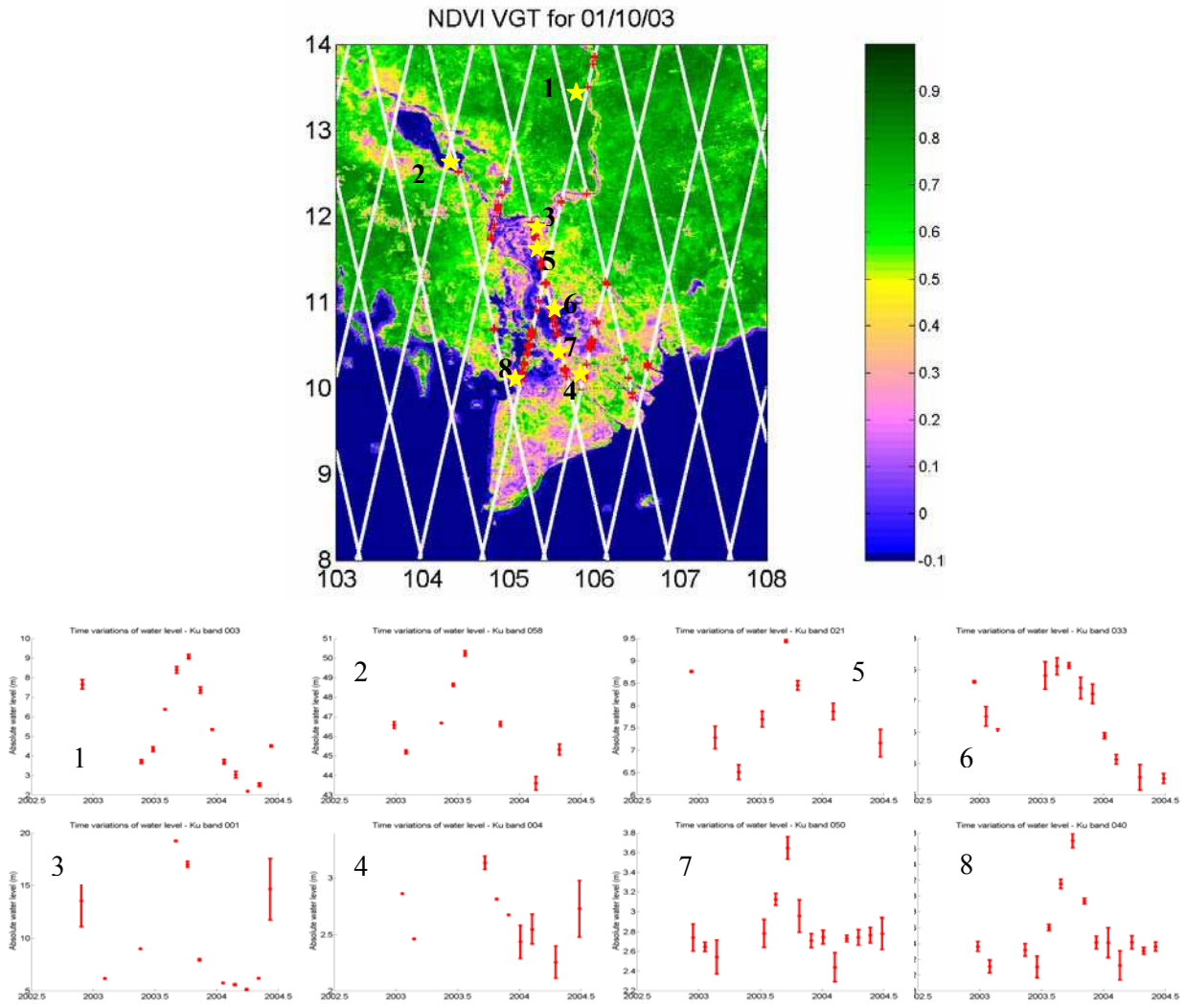


Figure 6-8: Exemples de séries temporelles ENVISAT dans le bassin du Mékong.

En raison des caractéristiques orbitales d'ERS-2 et d'ENVISAT (répétitivité de 35 jours), des cartes d'inondation mensuelles ont été calculées à partir des cartes décadaires : elles correspondent à l'union des pixels inondés à chacune des trois décades. Une interpolation bilinéaire des hauteurs d'eau sur l'étendue des zones d'inondation conduit à la création de cartes mensuelles de hauteur d'eau pour les années 1998-2003, entre juillet et décembre (Figure 6-9 pour l'année 2003).

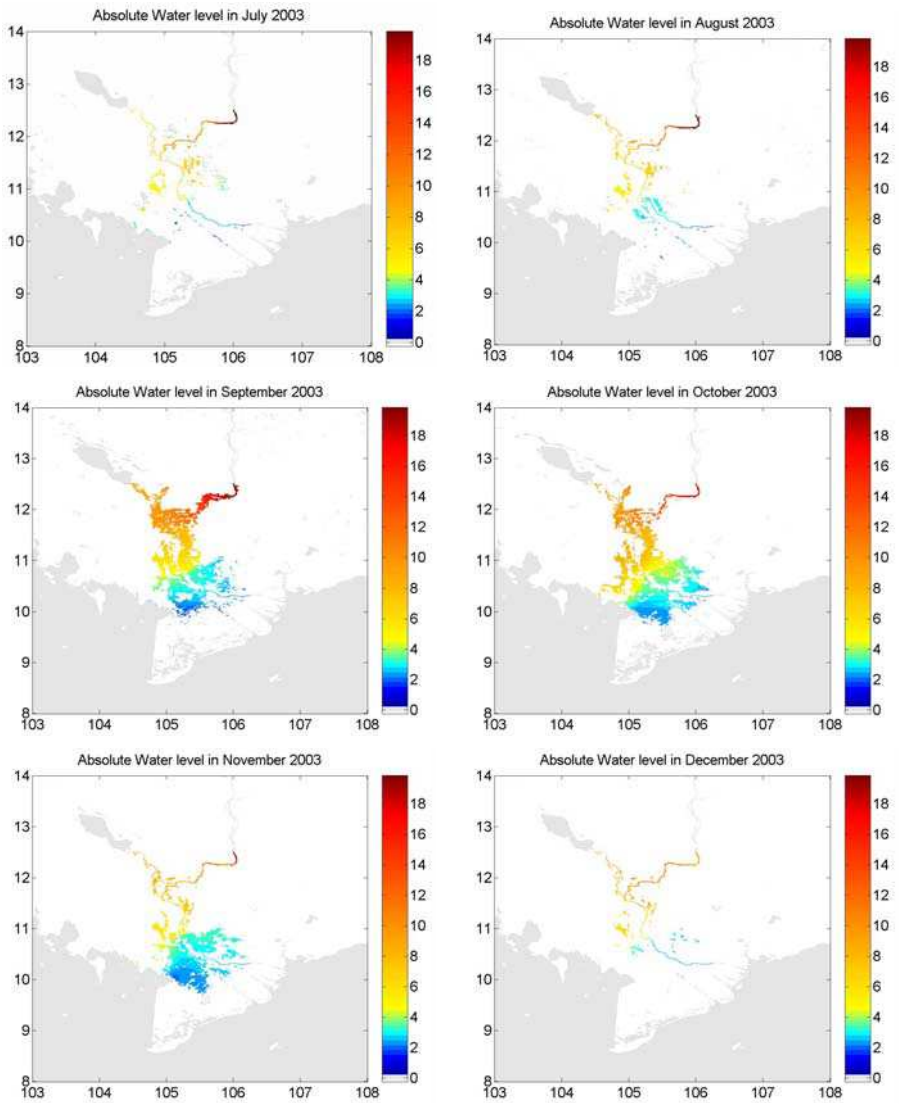


Figure 6-9 : Cartes d'inondation obtenues pour l'année 2003.

3.4 Estimation des variations de volume d'eau

Les variations de volume d'eau sont obtenues en intégrant les différences de niveau d'eau entre deux mois consécutifs sur la zone d'inondation. Ces variations $\delta V(t_i,t_{i-1})$ entre 2 mois consécutifs i et i-1, sur la plaine d'inondation S est donnée, sur la surface élémentaire $R_e^2\ \delta\lambda\ \delta\theta \sin\theta_j$, par:

$$\delta V(i,i-1) = R_e^{\ 2}\delta\lambda\delta\theta\sum_{j\in S}\delta h_j(\theta,\lambda,i,i-1)\sin(\theta_j) \qquad \text{(Eq. 6-2)}$$

où $\delta\lambda$ et $\delta\theta$ sont les pas d'échantillonnage de la grille en longitude et latitude (~0.01°), et R_e le rayon moyen de la Terre (~6378 km).

3.5 Résultats

Un grand nombre de stations virtuelles retenues pour notre étude se situent sur les zones d'inondation, les autres se trouvant sur le Mékong ou ses affluents. Elles sont représentées par des points blancs de la Figure 6-6. Des exemples de séries temporelles obtenues avec ERS-2, dans différentes régions du bassin du Mékong, sont présentées sur la Figure 6-10. Par soucis de lisibilité, les séries temporelles sont artificiellement décalées de 10 m.

Les deux premières séries temporelles correspondent à des stations virtuelles situées sur le cours principal du cours principal du Mékong en amont de l'intersection avec le fleuve Tonle Sap. Leur amplitude pic à pic est de l'ordre de 10 m. La troisième série temporelle est située sur le fleuve Tonle Sap, celles numérotées 4 et 5 proviennent du lac Tonle Sap. Leur amplitude est de l'ordre de 7 à 8 m pic à pic. L'amplitude de la sixième série temporelle, située dans la zone d'inondation, est quasi-nulle. Les séries temporelles 7, 8 et 9, également situées dans la zone d'inondation, ont, quant à elle, une amplitude de l'ordre de 2 m, toutes les stations de la zone présentant des variations similaires. Les dernières séries temporelles (7, 8 et 9), situées dans le delta, ont une très faible amplitude. Il est intéressant de constater que le signal saisonnier diminue d'amont en aval, et tend à disparaître dans le delta. Une des causes pouvant expliquer ce phénomène est la construction de canaux d'irrigation, dont le niveau d'eau varie peu au cours de l'année, dans cette zone.

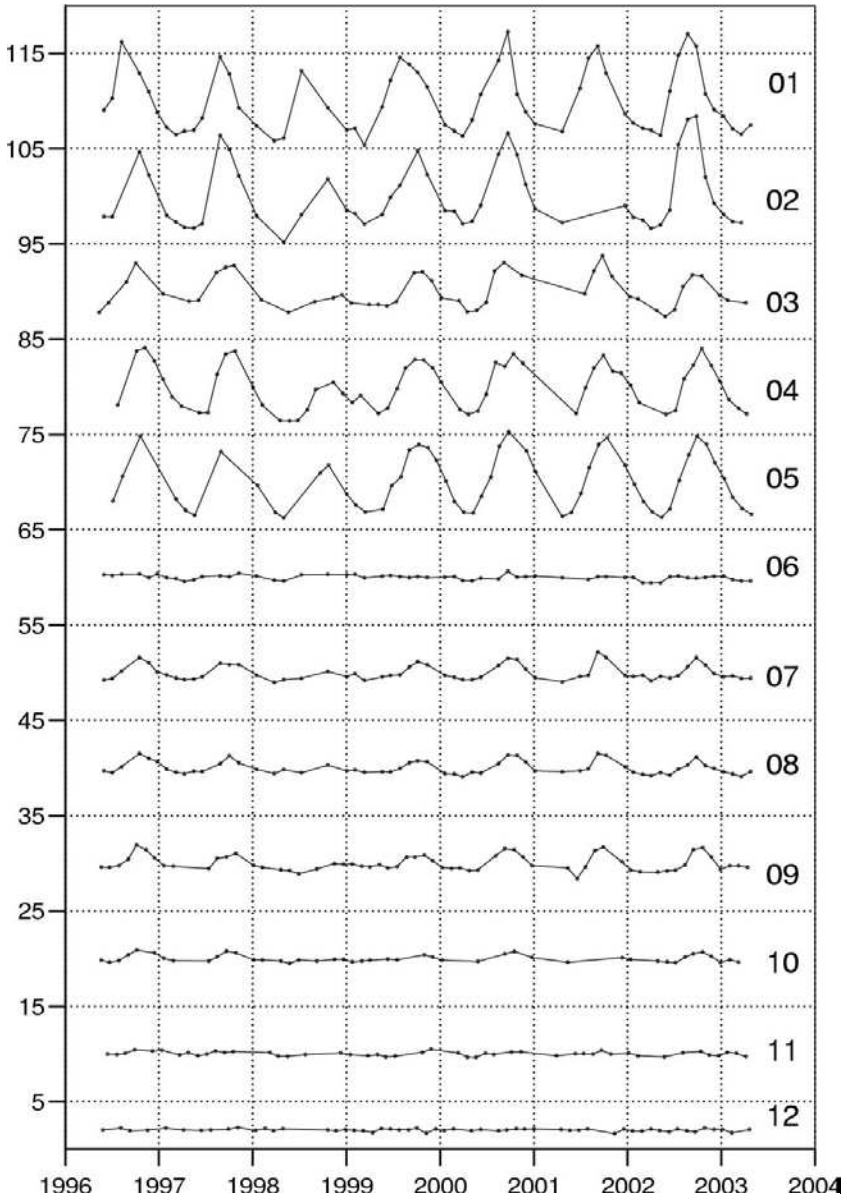


Figure 6-10: Exemples de séries temporelles obtenues avec ERS-2 dans le bassin du Mékong.

La Figure 6-11 présente les variations mensuelles de volume d'eau de surface obtenues par la méthode présentée ci-dessus de 1998 à 2003. Seules figurent les variations entre août et décembre (période de hautes eaux). En effet, hors des périodes d'inondation, la signature de la végétation est dominant, seul le fleuve est visible sur les images VGT. Des variations positives de volume d'eau sont observées entre août et octobre. Ces variations ont été plus

importantes pour les années 2000 à 2002 que pour les années 1998, 1999 et 2003, avec des

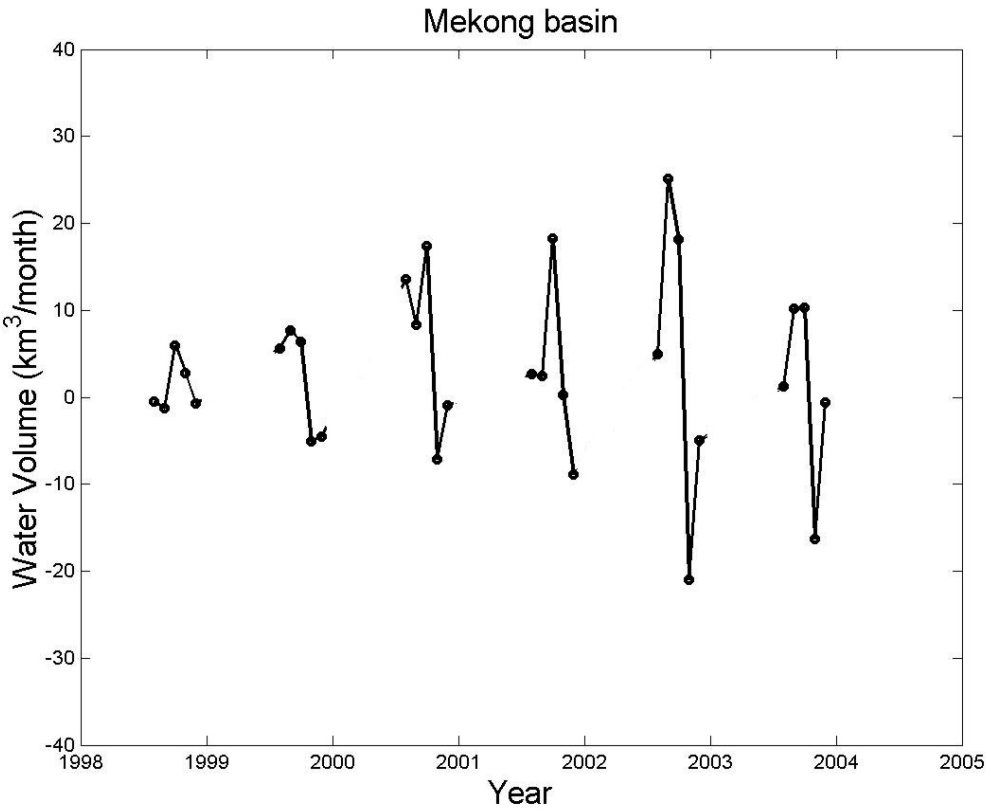


Figure 6-11: Variations de volume d'eau de surface obtenues par altimétrie et imagerie.

variations de volume pouvant atteindre 15 km^3 voire 25 km^3 entre septembre et août 2002.

3.6 Article "Water volume change in the lower Mekong basin from satellite altimetry and other remote sensing data"

Cette étude a fait l'objet d'un article soumis à Geophysical Journal International, actuellement en révision.

WATER VOLUME CHANGE IN THE LOWER MEKONG FROM SATELLITE ALTIMETRY AND OTHER REMOTE SENSING DATA

F. Frappart[1], K. DoMinh[1], J. L'Hermitte[2], A. Cazenave[1], G. Ramillien[1]T. LeToan[2] and N. Mognard-Campbell[1]

1. **LEGOS-CNES, 18 av. E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France**
2. **CESBIO-CNES, 18 av. E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France**

October 2005

Corresponding Author :
F. Frappart, LEGOS-CNES, 18 av. E. Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France
Tel : 33 5 61 33 29 25
Fax : 33 5 61 25 32 05
Email : Frappart@notos.cst.cnes.fr

Abstract

Satellite altimetry data from the ERS-2, ENVISAT satellites have been analysed to construct water level time series (for 1996-2003) over the lower Mekong River basin. The study area includes the Tonle Sap Lake, seasonally inundated areas and several branches of the hydrographic network of the Mekong delta. Very strong seasonal signal is reported over the main river north of 13°N, the Tonle Sap Lake and Tonle Sap River, amplitude reaching 8-10 meters annually. Clear interannual signal is also visible. For example year 1999 corresponds to weak floods, contrasting with year 2000 during which strong flood is noticed. Southward, we also observe large seasonal fluctuations (2-3 m) over inundated floodplains, as identified using imagery data from the SPOT 4 Vegetation instrument. Depending on the location, quite different annual amplitudes are observed, the closer to the Mekong mouth, the smaller the signal. We interpret this observation as the effect of dams built over the Delta in the recent years/decades. Using NDVI data from SPOT-4/Vegetation, we study the annual extent of flood plains in the delta. Then combining the area extent of floods with water levels estimated from the ERS/ENVISAT data, we compute maps of monthly surface water volume change over successive years (1996-2003). Averaged over the lower Mekong basin, this surface water volume change is compared to the total (i.e., surface plus soil) water volume change inferred from the GRACE satellite.

1. Introduction

The Mekong river, one of the largest river of the world, was considered to be almost in their natural state (i.e. without interference from human influences) until recently. The annual recurrence of the Monsoon floods, from August to November, is of great importance for farming and economics activities. Between 80 % and 90 % of the freshwater use in the Mekong basin is used for irrigating rice crops (MRC, 2002). Some years, vast regions are flooded during several weeks, causing important damages. The year 2000, for instance, was characterized by an especially severe flood, reported as the most devastating in the last 40 years.

Many methods have been employed to estimate the extent of inundation and a review of how remote sensing is used to map inundation can be found in Smith (1997). In the lower Mekong basin, the flood extent has been evaluated using SPOT quicklook mosaics (Chia et al., 2001). Recently, a new methodology, based on the combine use of radar altimetry and satellite imagery, was used to determine volume variations of surface water in the Negro river basin, the main tributary of the Amazon river (Frappart et al., in press a). In this study, we apply a similar method to monitor the volume variation of surface water during the flood and its recede (August to December) in the lower Mekong basin from six years of SPOT Vegetation multispectral imagery and ERS-2/ENVISAT radar altimetry.

2. Hydrological characteristics of the study area

The Mekong basin is the largest river basin in southeast Asia with an area of 795,000 km² (IMC, 1988). It is the home for over 65 million inhabitants (MRC and UNEP, 1997). The Mekong river has its source on the Tibetan Plateau and then flows through six countries (China, Burma, Laos, Thailand, Cambodia and Vietnam) before reaching the south China Sea. With a mean annual flow of 475 000 m^3 and a total length 4800 km, it is the world's tenth greatest and twelfth longest respectively (IMC, 1988). The lower Mekong basin, which drains a total catchment area of 606,000 km² (77 % of the basin), is considered as the most important part of the Mekong basin, both environmentally and economically (IMC, 1988; Hori, 2000). The study area is the lower Mekong and Delta Cambodia and Vietnam. At Phnom Penh, the Mekong river divides into three parts: the Tonle Sap river, the Bassac River, and the lower Mekong. During the flood season, water is drained from the Mekong and Bassac rivers into

the Tonle Sap lake, through the Tonle Sap river, and as the water level decreases in the Mekong river, the water is drained from the Tonle Sap lake into the Mekong and Bassac rivers. The reversal of the flow of the Tonle Sap river is a unique hydrological feature that is responsible for a higher dry season flow for the Delta than if he only received water from the Mekong river (Hoanh et al., 2003). When reaching the Vietnam border, the main river divides into several branches which constitues the Mekong delta. This region is very flat and is refered as to the Mekong lowlands. Fig.1 is a sketch of the study area.

The hydrological regime of the Mekong river is primarily dependent on the climatic conditions of the alternating wet and dry season. Climate is governed by the moonson winds that blows northeast or southwest depending on the period of the year. The southwest moonson corresponds to the rainy season which ranges from May to October, with a peak in September. Fig.2 shows the mode 1 of the Empirical Orthogonal Function (EOF) decomposition of precipitation data over the lower Mekong, from 1996 to 2003 (the period of analysis of this study; see below). The data used here are monthly 1°x1° gridded precipitation of the Global Precipitation Climate Center (GPCC, Rudolf et al., 1994; Rudolf et al., 2003). The temporal curve shows a clear annual cycle, peaking in September. The wettest region is the southern uplands ans lowlands, south of the Tonle Sap Lake and northern part of the delta. During the flood season, the Mekong river water drains into the Tonle Sap Lake, through the Tonle Sap River. When the Melong water level goes down, water drains out from the lake into the main river.

Superimposed to the annnual cycle, clear interannual fluctuations are visible. Fig.2 indicates two rainy years: 1997 and 2000. The lowlands suffer annual floods during the rainy season. During the rainy year 2000, a particularly devasting flood affected a very large area. This event will be discussed below in some details.

3.Datasets

In this study, we use different datasets: altimetry data from the ERS-2, ENVISAT and Topex/Poseidon (T/P) satellites for measuring water level changes, and NDVI data from the Vegetation instrument onboard the SPOT satellites to determine the surface water extent over inundated plains.

ERS-2 and ENVISAT and Topex/Poseidon altimetry data

ERS-2, launched in 1995 by the European Space Agency (ESA), is the successor of ERS-1 (1991-1996), designed to study the Earth environment. The satellite carries, among other instruments, a radar altimeter developed for measuring sea surface height. However, retracking of the raw altimeter waveforms (radar echoes) allows the use of the ERS data over continental surface waters (Legrésy et al., 1995). Here we use only the ERS-2 retracked altimetry data because the ERS-1 retracked data suffer too many gaps. The ERS-2 altimetry time series (20 Hz data) starts in January 1995. The average intertrack spacing over the lower Mekong basin is 85 km, while the revisit time (orbital cycle) is 35 days. The ENVISAT satellite was launched on February 2002 for environmental objectives (Gardini et al., 1995). The satellite's payload includes a radar altimeter operating on two frequencies (RA-2). Its orbital characteristics are similar to those of the ERS satellite (i.e., 35-day repeat cycle and ground-track spacing of about 85 km). The RA-2 instrument provides radar echoes over ocean, land and ice to measure sea surface height, surface water level variations over river basins and ice surface elevation (Wehr and Attema, 2001). Processing of altimeter waveforms is performed on ground to obtain accurate range values (Zelli, 1999). For the ENVISAT mission, four different retrackers are operationally applied to RA-2 raw-data to provide accurate height estimates. Each of them has been developed for a specific surface response : one for ocean (ESA, 2002), two for ice sheets (Bamber, 1994 and Legrésy, 1995) and one for sea ice (Laxon, 1994). In this study, we use the ENVISAT RA-2 20Hz range measurements contained in the Geophysical Data Records (GDRs) (ESA, 2002) from cycle 12 to cycle 30 of ENVISAT RA-2 Mission. As suggested by Frappart et al. (in press b), we use the range measurements processed with the OCOG (or Ice-1) retracking scheme (Wingham et al., 1986; Bamber, 1994).

As of mid-2002, we use the ENVISAT data instead of ERS-2. Figure 3 shows the ERS-2/ENVISAT track coverage over the study area. On Fig. 3 are also superimposed the few Topex/Poseidon (T/P) tracks of the former orbit. In effect in September 2002, a few months after the launch of its successor, Jason-1, T/P moved to a new orbit, midway of the former orbital tracks. We do not consider the latter data because of the too short time series available. For T/P, we use the Geophysical Data Records (standard ocean data, AVISO data base) which have been shown to be precise enough for continental water studies (e.g., Birkett, 1998, Birkett et al., 2002; Maheu et al., 2003). The T/P orbital cycle is 10 days. Compared to the 35 days orbit cycle of ERS/ENVISAT, this is obviously more favourable to study water level

variations. But this is at the expense of the coverage which is very limited. The purpose of using also the T/P data here is mainly to assess the precision of the ERS-2 data at the crossing points between two tracks. Altimetry data of all satellites have been corrected for the classical geophysical and environmental corrections needed over land (see for example Maheu et al., 2003).

1.1 VEGETATION images

The VEGETATION (VGT) sensor, onboard SPOT-4 satellite, was designed to observe the vegetation and land surfaces (Arnaud and Leroy, 1991). Since April 1998, this large field of view sensor acquired reflectances in four spectral bands: B0 (blue, 430-470 nm), B2 (red, 610-680 nm), B3 (near infrared, 780-890 nm) and SWIR (short-wave infrared, 1580-1750 nm). With a swath width of 2250 km, VGT provides daily coverage at 1-km spatial resolution (Xiao et al., 2002). Three standard products are delivered to users: VGT-P (physical product), VGT-S1 (daily synthesis product) and VGT-S10 (10-day synthesis product). Surface parameters can be derived from VGT-S10 for the monitoring of crops or forests, the study of mass and biogeochemical cycles, and the assimilation in general circulation or weather forecast models (Duchemin et al., 2002). There are three 10-day composite for a month: days 1-10, days 11-20 and day 21 to the last day of the month. VGT-S10 products were obtained selecting the VGT-S1 pixels that have the maximum Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) values with a 10-day period. This approach, known as maximum NDVI value composite (MVC), is used to minimize the effect of cloud cover and variability in atmospheric optical depth (Holben, 1986). The NDVI, defined by Tucker (1979) is computed using the equation:

$$NDVI_{VGT}=\frac{B3-B2}{B3+B2} \qquad (1)$$

In this study, we use the VGT-S10 NDVI products from May 1998 to December 2004, available at http://free.vgt.vito.be/.

2. Water level time series

Along the satellite tracks shown on Fig.3, we have considered 80 altimetric stations (called below virtual stations) for which we have computed water level time series from the ERS-2 and ENVISAT altimetry data. These virtual are shown on Fig.3 by the white dots and yellow

stars. The virtual stations selected here are those which provide good quality water level time series (according to the data editing and error bars associated to each time series –see below-) and data gaps. Most stations are located over the floodplains in the delta lowlands. Other stations correspond to intersections of the satellite tracks with the river. Finally, two stations are located on the Tonle Sap lake. To construct a water level time series, we consider all 20 Hz altimetry data along a portion of satellite track. Over rivers, the portion of satellite track considered corresponds to the river-satellite track intersection. Over floodplains, it ranges from 1-5 km. Once selected, the data are expressed in terms of water height (water level) above the geoid (for that purpose, the GRACE geoid EIGEN-GRACE02S, complete to order 150, has been considered (Reigber et al., 2005). Then for each orbital cycle, the 20 Hz water levels are geographically averaged to provide a 'mean' water level for the corresponding cycle. Before averaging, outliers are deleted using a 3 sigma criteria. Error bars are associated with each point of the time series. It is estimated from the dispersion of all 20 Hz data of a given cycle used to construct the mean value.

The precision of T/P water level time series over river and floodplains has been discussed in several previously published papers (i.e., Birkett, 1998; Birkett et al., 2002; Maheu et al., 2003). This is unlike the ERS/ENVISAT water levels. Thus when possible, we have compared the water level time series from ERS/ENVISAT with those from T/P at crossover points (intersections between the T/P and ERS/ENVISAT tracks). We present an example (Fig.4a) of ERS-2 and T/P time series at a cross over located in the floodplain (see the white open circle on Fig.3). On Fig.4a, the ERS-2 time series has been completed by the ENVISAT data beyond mid-2002. Errors bars are estimated as explained above. On Fig.4b we have superimposed the T/P-based and ERS-based water level time series at the crossover point after removing the mean to each time series. The comparisons shown in Fig.4b indicate that the ERS time series agrees very well with the T/P one, both in amplitude and phase. The difference between the two curves is also shown in Fig.4b. The corresponding RMS difference is 16 cm. This comparison allows us to quantify the precision of the ERS-derived water levels over the Mekong floodplain.

Next, we have computed water level time series at each of the 80 virtual stations. Since we cannot show all of them, we present on Fig.5 a sample of these time series. Each time series is artificially shifted by 10 meters and error bars are not shown for clarity. The water level time series shown on Fig.5 correspond to the virtual stations indicated by the yellow stars on Fig.3. The time series numbered 1 and 2 are located on the main river upstream of the intersection

with the Tonle Sap river. Both have a mean annual amplitudes are about 10 m peak to peak. The time series numbered 3 is located on the Tonle Sap river. The two time series 4 and 5 located on the Tonle Sap Lake (nearby the outlet) have a mean annual amplitude in the range 5 -10 m peak to peak. Time series 6 is almost flat. It is located over the lowlands floodplain in Vietnam. Time series 7, 8, 9 also correspond to the lowlands floodplain. Their annual cycle has an amplitude of ~ 2 m. A similar behaviour is noticed for all virtual stations of this area. The remaining three time series of Fig.5 (numbered 10, 11 and 12) are located in the delta, where the main river divides into several branches. All three have very small annual amplitude (see Fig.6). We also note that the seasonal signal decreases into the delta where it almost disappears.

In order to get a synthetic view of the water level change over the study area, we have applied the fast method of EOF computing proposed earlier by Toumazou and Crétaux (2001), which is based on Lanczos orthogonalizations and SVD decompositions of large linear systems. to the 80 water level time series (Fig.6). The principal component (temporal curve) shows a minimun water level in year 1998 and a maximum in year 2000. The highest annual amplitudes (up to 10 m) are observed in the northern part of the studied region, upstream the main river and in the Tonle Sap area. The lowlands floodplains display an annual water level cycle of about 2 m amplitude. Finally the lower delta does not exhibit any seasonal cycle.

3. Interpolated water level maps

3.1 Processing of VGT images: delineation of the flood extent and reduction of the cloud contamination

Among the numerous vegetation indices developed to monitor the vegetation structure and activity, the NDVI is the most widely used. It ranges from 0 over open water to 1 over dense vegetal cover such as rain forest. Over open water, the NDVI values are generally close to 0. The VGT-S10 products provide a status map for all pixels. The values of the pixels corresponding to identified water bodies (such as the Tonle Sap lake on Figure 1) are set to –0.1. During the the flood, low vegetation and rice crops are submerged by water. As a

consequence, the NDVI values are higher than over open water. We assumed that the pixels over flooded areas have NDVI values between –0.1 and 0.2.

The presence of clouds is likely to affect the delineation of the flooded zones in the Mekong basin. Cloud and poor atmospheric conditions generally depress NDVI values (Arino et al., 1992), and as a consequence, some non inundated pixels are incorrectly considered as flooded. Although most of the cloudy pixels were eliminated by the MVC approach, a residual cloud contamination has been observed on some VGT-S10 products (Xiao et al., 2002). To reduce the effects of cloud contamination and atmospheric interference in seasonal NDVI time series from daily AVHRR data, Viovy et al. (1992) developed the Best Index Slope Extraction (BISE) technique. It is based on the two following assumptions: (1) NDVI is depressed by cloud and atmospheric contamination, and (2) rapid and non-persistent increases or decreases in NDVI are inconsistent with natural vegetation growth. Our method to discriminate between flooded and non-flooded but cloody pixels on is very similar, assuming that: (1) NDVI is depressed by cloud and atmospheric contamination, (2) an inundated pixel remains inundated during several decads (except at flood peak), and (3) during the flooded period (which occurs after the rainy season), pixels are rarely cloudy two or more decads consecutively. Hence, a pixel whose NDVI value is lower than 0.2 during only one decad, is considered cloudy. This method has two main limitations: (1) if clouds are present on two or more consecutive decads, the pixel can be wrongly considered inundated, and (2) some pixels on the boundary of the floodplains, inundated during only one decad can be discarded.

In each VGT-S10 image, we extract all the pixels whose value is finally lower than our threshold to produce 10-days flood maps. The monthly flood map is obtained as the union of the three decads flood maps and corresponds to the maximum extent of the flood during the month.

3.2 Monthly maps of interpolated surface water levels

At a given month during the flood, the water levels measured at the altimetric stations are linearly interpolated over the flooded zone of the Mekong basin. As we have only one value of water level at a given altimetric station for a month, our monthly interpolation uses water levels acquired during the whole month. For the ERS-2 period, some data are lacking during one month. We interpolate the water level between two consecutive months to complete the dataset. Maps of interpolated surface water levels with 1 km-resolution have been constructed

for each month, between July and December, for the 1998-2003 period. ERS-2-derived surface water levels are used in the interpolation process for the period 1998-2002 and ENVISAT RA-2 for 2003. As mentioned above, water levels are expressed with respect to the geoid. For the purpose of hydrological interpretation of water volumes, referring to the topography would be best as far as floodplains are concerned. However, available topographic data bases are not necessarily precise enough for the present study. As a consequence of using the geoid as reference, only month to month difference maps really represent water volume change (see below).

Over the western/eastern flowing parts of the river network, the ERS-2/ENVISAT tracks cross the river and its floodplain system, allowing to define several altimetric stations over the river mainstream and associated floodplains (see Fig.3). As a consequence, the interpolation in the along-track direction follows the difference of water levels between the mainstream and the floodplain. In the cross-track direction, interpolation over several tenths of kilometers will only reflect the mean slope of the river. Over the northern/southern flowing parts of the river network, the ERS-2/ENVISAT tracks run along strike the river. In these cases, depending on the choice of the geographical coordinates of the altimetric station, the time series can be influenced by the variation of level within the adjacent floodplain (Birkett et al., 2002). These authors did not report obvious amplitude or phase differences due to the inclusion of some floodplain. On the central floodplain, the network of altimetric stations is sufficiently dense to avoid important errors of interpolation.

The monthly flood maps indicate that the flood period generally ranges from September to November. As an example for year 2003, Fig.7 shows maps of interpolated water levels between July and December 2003. The monthly flood maps indicate that the flood period generally ranges from September to November In July and August, no flood is observed in the Mekong basin. In September, the upstream part of the Mekong basin is flooded. Water levels decrease in the upstream part of the Mekong river whereas they still rise in the Tonle Sap river between September and October. This situation corresponds to the reversal flow of the Tonle Sap River: during the flood, the water flows from the Mekong River to the Tonle Sap River whereas it flows from the Tonle Sap to the Mekong River when the water level decreases. The flood reaches the delta in October. The level of the Tonle Sap river decreases between November and October and the downstream part of the basin is inundated in November. The flood has ended in December, the situation is similar to month of July. Fig.8 presents maps of water level differences for two couples of consecutive months (October

minus September 2003) and (November minus October 2003). Note that this figure represents a 'real' water volume quantity. The sequence of events discussed above are even more visible in Fig.9.

Important variations in the extent of the flooded zone can be observed from one year to another. This is illustrated in Fig.9 which shows maps interpolated water levels for the month of October over 1998-2003. Year 2000 is characterized by an exceptionally long flood period, from August to December. The maximum extent is reached in 2000, and years 2001 and 2002 present large floods compared with years 1998, 1999 and 2003.

4. Water volume variations

4.1 surface water volume change

Determining the temporal variation of water volume stored in the floodplains has many applications in hydrology. For the inundated areas permanently or temporarily connected to main channels, the determination of the water volume variation is equivalent to the estimation of water volume potentially stored and/or released by the valley reach during flood stages. The water volume variation in this type of inundated areas is an important parameter for the hydrodynamic modelling of the river flow and the determination of its transport capacity. For the inundated areas that never connect to the main channel, the volume variation is essentially a function of the base flow variation, the inputs from the local basin and the rain. Some floodplains present both types of flooding zones. Areas where the river water mixes with the local water are called "perirheic zones" (Mertes, 1997). In all cases, the inundation area is a buffer zone between the river and the upland watershed. The water volume variation represents the flood pulse of floodplains as expressed by Junk et al. (1989). Therefore, it is a key ecological characteristic that cannot be easily measured in the field.

The variation of water volume corresponds to the surface water levels difference integrated over the inundated surface. These variations $\delta V(t_i,t_{i-1})$, between two consecutive months numbered i and $i-1$, over the floodplain S is the sum of the products of the difference of surface water levels $\delta h_j(i,i-1)$, with $j=1, 2, \ldots$ inside S, by the elementary surfaces $R_e^2\ \delta\lambda\ \delta\theta\ \sin\theta_j$:

$$\delta V(i,i-1) = R_e^{\,2}\delta\lambda\delta\theta\sum_{j\in S}\delta h_j(\theta,\lambda,i,i-1)\sin(\theta_j) \qquad (2)$$

where $\delta\lambda$ and $\delta\theta$ are the sampling grid steps along longitude and latitude (~0.01°), respectively and R_e the mean radius of the Earth (~6378 km). The surface water volume variations are expressed in km^3/month.

Figure 10 presents the differences between two consecutive months of the mean water volume averaged over the study area for 1996-2003. Only months from August to December are considered. Positive variations are obtained between August and October. They are more important for the years 2000, 2001, 2002 than for 1998, 1999 and 2003, with volume variations greater than 15 km^3 and reaching 25 km^3 between September and August 2002. The important flood of 2000 can be related to the exceptional precipitation event. No similar events can be invoked to explain the great floods of 2001 and 2002.

4.2 comparison with the total water volume change determined by GRACE.

The GRACE mission, launched in March 2002, is devoted to measure spatio-temporal change of the gravity that results mainly from water mass redistribution among the surface fluid envelops (Tapley et al., 2004a). Several recent studies have shown that GRACE data over the continents provide important new information on the total land water storage (surface waters, soil moisture and underground waters, and where appropriate on snow mass) (Tapley et al., 2004b, Wahr et al., 2004, Chen et al., 2005, Schmidt et al., 2005, Ramillien et al., 2005). Ramillien et al. (2005) computed monthly change in total water mass volume in several different river basins, including the Mekong. On Fig. 10 is presented the differences between two consecutive months of the vertically integrated water volume change from GRACE over the whole Mekong basin for the period May 2002 – April 2004. Comparing with monthly differences in surface water volume change computed in the present study, we note that the GRACE-derived total water volume differences display almost in phase seasonal fluctuations. The agreement is particularly good during periods of water falling and around minimum water level. It should be recalled however that GRACE provides the sum of surface waters and soil/underground waters. In addition, due to the current GRACE spatial resolution (~ 600 km), the land water storage has been computed over the whole Mekong basin, an area much larger than that considered in the present study. However this comparison shows that in the future when the GRACE resolution will improve, it could be possible to combine the GRACE

result with the water volume change inferred from altimetry data to extract the subsurface water storage change.

5. Conclusion

This study showed that combining altimetry-based water levels with satellite imagery (here NDVI data from the SPOT/Vegetation instrument) provides a new method for remotely measure surface water volumes over large floodplains. It also showed that the rather dense coverage of ERS/ENVISAT satellites (compared to Topex/Poseidon) over the Mekong floodplains allows to describe the geographical variations in seasonal high/low water levels. In particular we noticed a strong difference between the northern part of the Lower Mekong (upstream of the intersection between the main river and the Tonle Sap river, as well as the Tonle Sap region) and the southern part which includes the main floodplain and delta. The latter shows very small seasonal fluctuations (less than 2 m) compared to the former (up to 10 m). This may possibly results from the many canals and dams built during the last two decades in the floodplain area.

Figure Caption

Figure 1: Map of the Mekong basin.

Figure 2: Mode 1 of the EOF decomposition of precipitation (GPCC) over the lower Mekong, between 1996 and 2003.

Figure 3: Spatial coverage of radar altimeters over the Mekong basin. The red lines correspond to ERS-2/ENVISAT tracks, the yellow dotted lines correspond to T/P tracks. The 80 virtual stations are represented using white dots, the yellow stars correspond to the ones presented on figure 5. The white circle correspond to the intersection between T/P and ERS-2/ENVISAT tracks.

Figure 4: Comparison between T/P and ERS-2/ENVISAT derived water level time-series.

Figure 5: Examples of time-series of water level derived from ERS-2 in the lower Mekong basin.

Figure 2: Mode 1 of the EOF decomposition of water levels derived from radar altimetry over the lower Mekong, between 1996 and 2003.

Figure 7: Water level maps (wrt GRACE geoid) from July to December 2003.

Figure 8: Water level difference maps: October minus September 2003 and November minus October 2003.

Figure 9: Water level maps (wrt GRACE geoid) for October 1998 to 2003.

Figure 10: Variation of water volume for the surface water (green) and the total land waters (black).

References

AVISO (1996). AVISO User Handbook: Merged TOPEX/POSEIDON Products, *AVI-NT-02-101-CN, 3-rd ed, CNES, Toulouse, France*, 194 pp.

Arino O., Dedieu G., Deschamps P. (1992). Determination of satellite land surface reflectances using METEOSAT and NOAA/AVHRR shortwave channel data, *Int. J. Remote Sensing, 13*, 2263-2287.

Arnaud M., Leroy M.,M. (1991). SPOT 4: a new generation of SPOT satellites, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 46*, 205-215.

Bamber J.L. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme, *Int. J. Remote Sensing, 15 (4)*, 925-938.

Birkett C.M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands, *Water Resour. Res., 34 (5)*, 1223-1239.

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, *J. Geophys. Res., 107 (D20)*, 8059-8080.

Chen et al., 2005

Chia A.S., Chen P., Liew S.C. (2001). Flood extent in the Lower Mekong Basin evaluated using SPOT Quicklook mosaics, *22nd Asian Conference on Remote Sensing, 5-9 November 2001.*

Dow J.M., Martinez Fadrique F.M., Zandbergen R. (1999). High precision altimetry from the ENVISAT mission, *Adv. Space Res., 23 (4)*, 757-762.

Duchemin B., Berthelot B., Dedieu G., Leroy M., Maisongrande P. (2002). Normalisation of directional effects in 10-day global syntheses derived from VEGETATION/SPOT : II. Validation of an operational method on actual datasets, *Remote Sens. Env., 81*, 101-113.

ESA (2002). ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, *RA2 /MWR Products User Guide*.

Frappart F., Seyler F., Martinez J.M., Leỏn J.G., Cazenave A. (in press a). Floodplain Water Storage in the Negro River Basin Estimated from Microwave Remote Sensing of Inundation Area and Water Levels, *Remote Sens. Env.*

Frappart F., Cazenave A., Seyler F., Calmant S. (in press b). Preliminary results of ENVISAT RA-2 Derived Water Levels Validation over the Amazon Basin*., Remote Sens. Env.*

Gardini B., Graf G., Ratier G. (1995). The instruments on ENVISAT, *Acta Astronautica, 37,* 301-311.

Hoanh C.T., Guttman H., Droogers, Aerts J. (2003). Water, climate, food, and environment is the Mekong basin in southeast Asia, *Contribution to project ADAT, Adaptation strategies to changing environments, Final report*, 58 pp.

Holben B.N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data, *Int. J. Remote Sensing, 7*, 1417-1434.

Hori H. (2000). The Mekong environment and development, the United Nations University, New York USA.

IMC (1988). Perspectives for Mekong Development. Revised indicative plan (1987) for the development of land, water and related resources of the lower Mekong basin. Committee report. Interim Committee for Coordination of Investigations of the lower Mekong Basin, Bangkok, Thailand.

Junk W., Bayley P.B., Sparks R.E, 1989. The flood pulse concept in river floodplain systems, *in D.P. Dodge (Ed.) Proceedings of the International Large River Symposium. Can. Spec. Pub. Fish. Aquat. Sci. 106*, 110-127.

Laxon S. (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC, *Int. J. Remote Sensing, 15 (4)*, 915-924.

Legrésy 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*, 81 pp.

Maheu C., Cazenave A., Mechoso C. R. (2003). Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry, *Geophys. Res. Let., 30 (3),* 1143-1146.

Mertes L.A.K. (1997). Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains. *Water Resour. Res., 33 (7)*, 1749-1762.

MRC and UNEP (1997). Mekong River Basin diagnostic study. Final report. Mekong River Commission (MRC), Pnomh Penh, Cambodia.

MRC (2002).Annual report. Mekong River Commission (MRC) Secretariat, Pnomh Penh, Cambodia.

Ramillien G., Frappart F., Cazenave A., Güntner A. (2005). Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *235*, 283-301.

Reigber C., Schmidt R., Flechtner F., König R., Meyer U., Neumayer K.H., Schwintzer P., Zhu S.Y. (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S, *Journal of Geodynamics, 39 (1)*, 1-10.

Rudolf, B., Hauschild H., Rueth W., Schneider U. (1994). Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. In: Global Precipitations and Climate Change (Ed. M. Desbois, F. Desalmond), NATO ASI Series I, Vol. 26, Springer-Verlag, p. 173-186.

Rudolf, B., Fuchs T., Schneider U., Meyer-Christoffer A. (2003). Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.; pp. 16.

Schmidt R., Flechtner F., Reigber C., Schwintzer P., Güntner A., Döll P., Ramillien G., Cazenave A., Petrovic S., Jochman H., Wunsch J. (2005). GRACE observations of changes in continental water storage, *Glob. And Plan. Change*, in press.

Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M., Reigber C. (2004a). The Gravity Recovery and Climate Experiment : Mission overview and Early results, *Geophys. Res. Lett., 31*, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

Tapley B.D., Bettadpur S., Ries J.C., Thompson P.F Watkins M. (2004b). GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305, 503-505.

Toumazou V., Crétaux J.F. (2001). "Using a Lanczos eigensolver in the computation of Empirical Orthogonal Functions, *Monthly Weather Review, 129(5)*, 1243-1250, doi: 10.1175/1520-0493.

Tucker C.J. (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation, *Remote Sens. Env., 8*, 127-150.

Viovy N., Arino O., Belward A.S. (1992). The Best Index Slope Extraction (BISE): A method for reducing noise in NDVI time-series, *Int. J. Remote Sensing, 13 (8)*, 1585-1590.

Wahr J., Molenaar M., Bryan F. (1998). Time-variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res., 103*, 30, 205-30,230.

Wahr et al., 2004

Wehr T., Attema E. (2001). Geophysical validation of ENVISAT data products, *Adv. Space Res., 28 (1),* 83-91.

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*, 1339-1344.

Xiao X., Boles S., Liu J., Zhuang D., Liu M. (2002). Characterization of forest type in northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data, *Remote Sens. Env., 82*, 335-348.

Zelli C. (1999). ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter : Instrument design and pre-launch performance assessment review, *Acta Astronautica, 44*, 323-333.

Fig.1

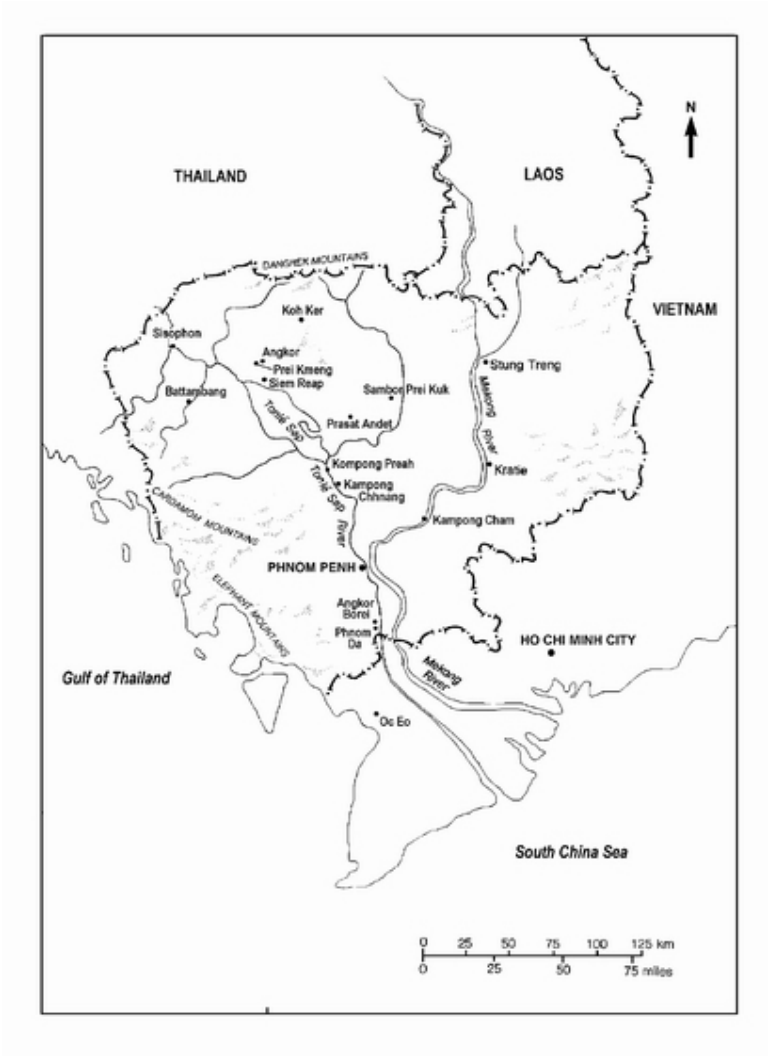

N
THAILAND
LAOS
VIETNAM
DANGREK MOUNTAINS
Koh Ker
Siaophon
Angkor
Prei Kmeng
Siem Reap
Battambang
Sambor Prei Kuk
Stung Treng
Mekong River
Prasat Andet
Tonle Sap
Kompong Preah
Kratie
Kampong Chhnang
Tonle Sap River
CARDAMOM MOUNTAINS
Kampong Cham
PHNOM PENH
ELEPHANT MOUNTAINS
Angkor Borei
Phnom Da
HO CHI MINH CITY
Gulf of Thailand
Mekong River
Oc Eo
South China Sea
0 25 50 75 100 125 km
0 25 50 75 miles

Fig.2

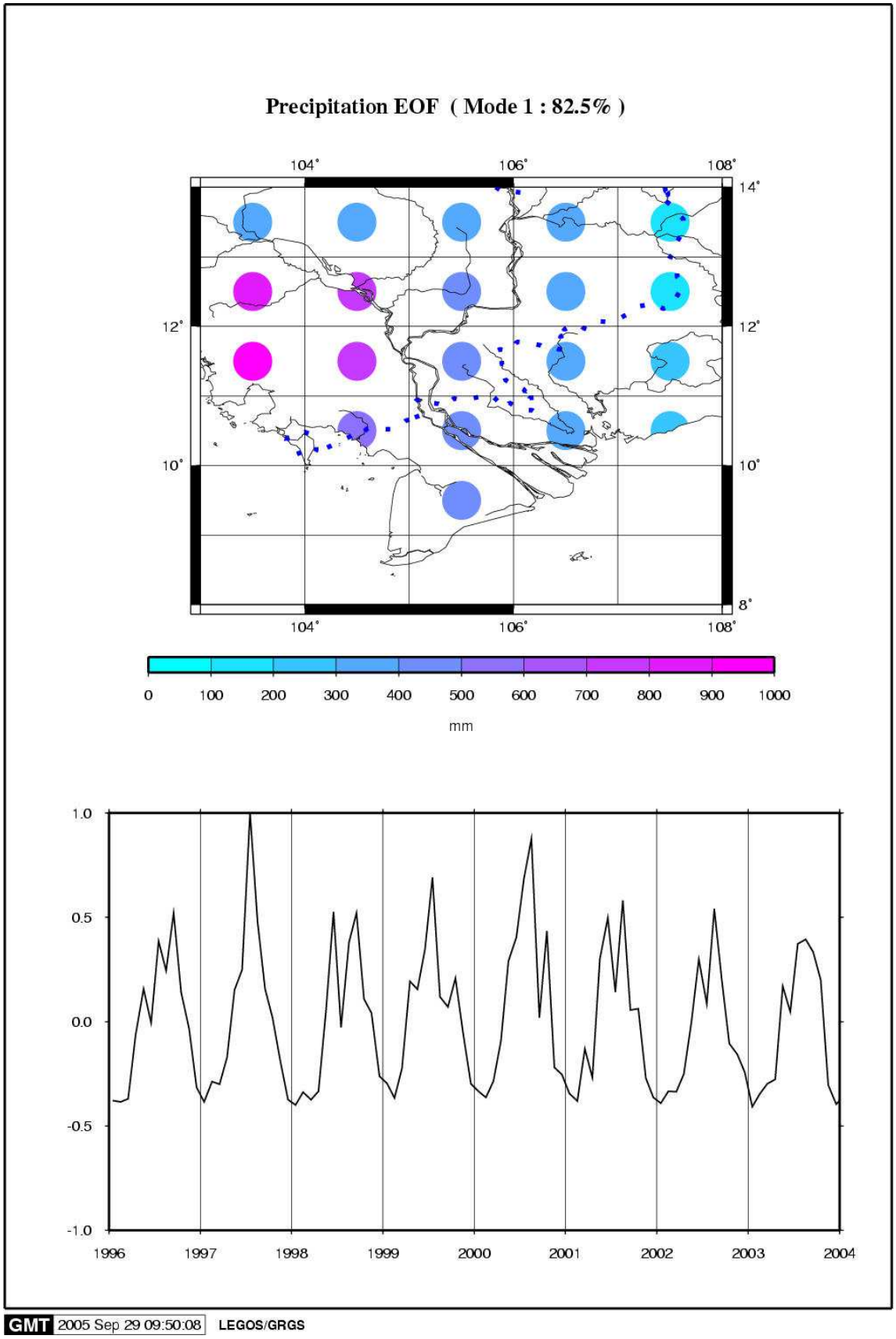

Precipitation EOF (Mode 1 : 82.5%)
104°
106°
108°
14°
12°
10°
8°
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
mm
1.0
0.5
0.0
-0.5
-1.0
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
GMT 2005 Sep 29 09:50:08
LEGOS/GRGS

Fig.3

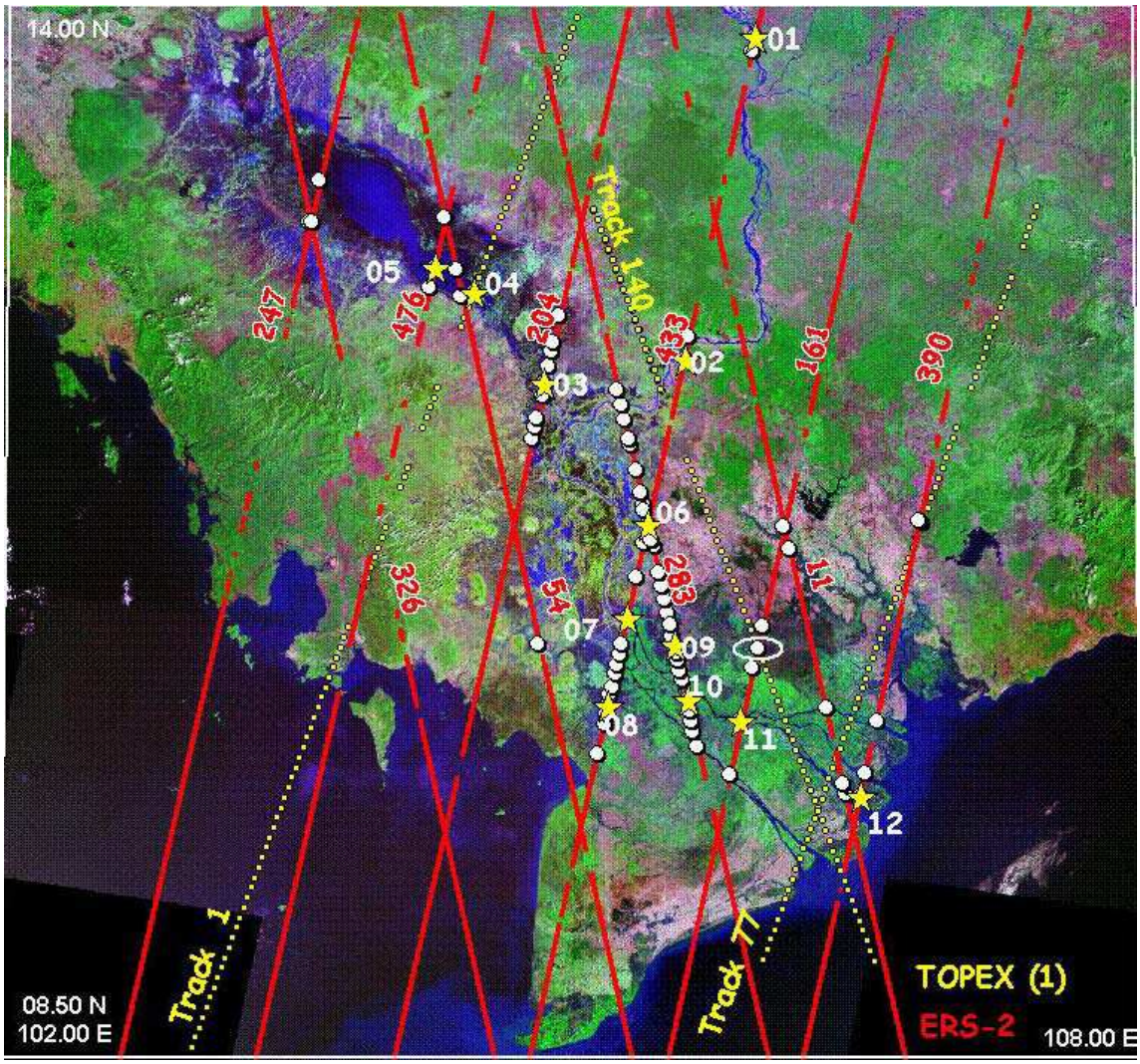

14.00 N
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
Track 140
Track 1
Track 77
247
476
204
433
161
390
326
54
283
11
TOPEX (1)
ERS-2
08.50 N
102.00 E
108.00 E

Fig.4

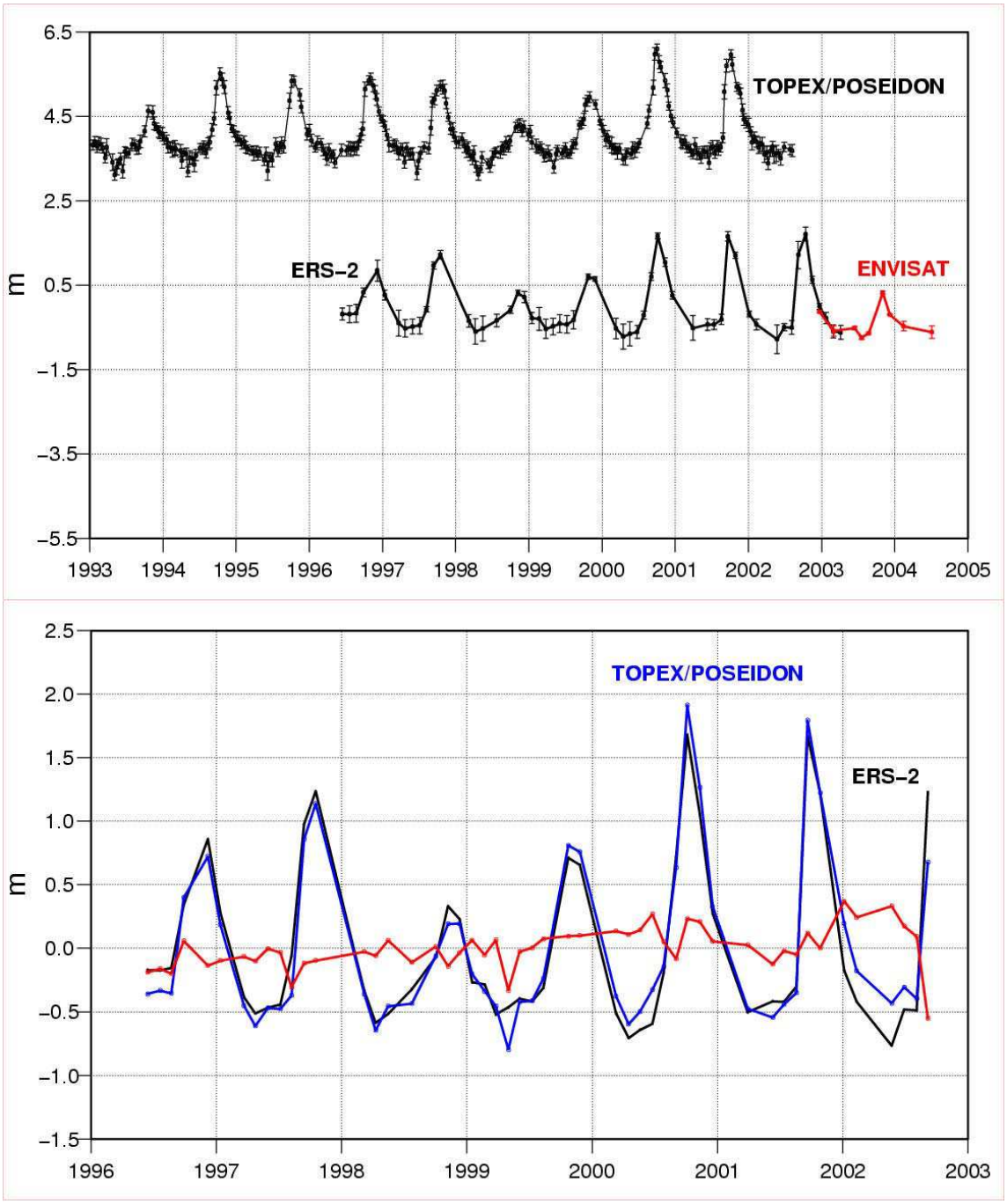

TOPEX/POSEIDON
ERS-2
ENVISAT
m
6.5
4.5
2.5
0.5
-1.5
-3.5
-5.5
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
TOPEX/POSEIDON
ERS-2
m
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
-0.5
-1.0
-1.5
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003

Fig.5

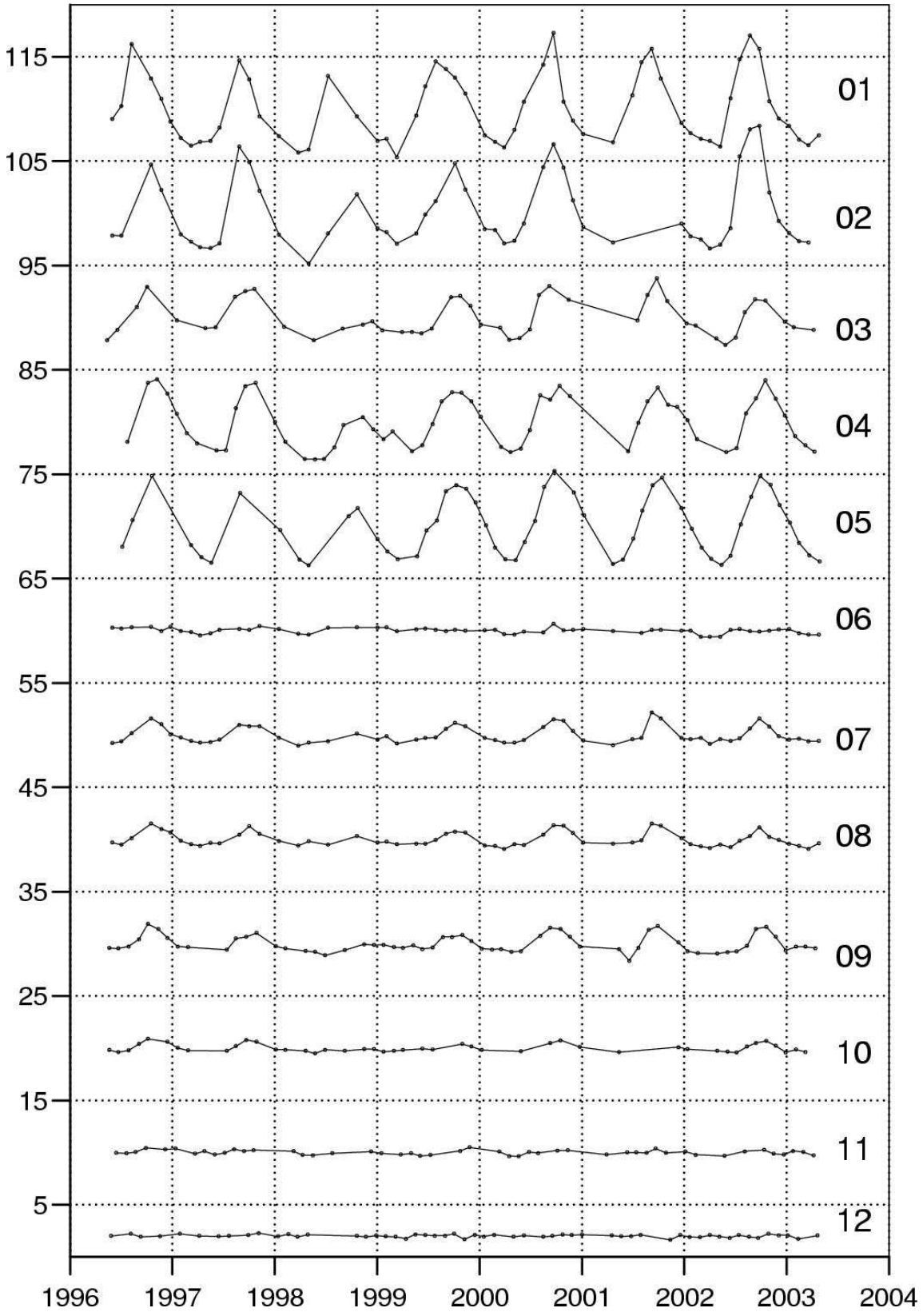

115
105
95
85
75
65
55
45
35
25
15
5
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004

Fig.6

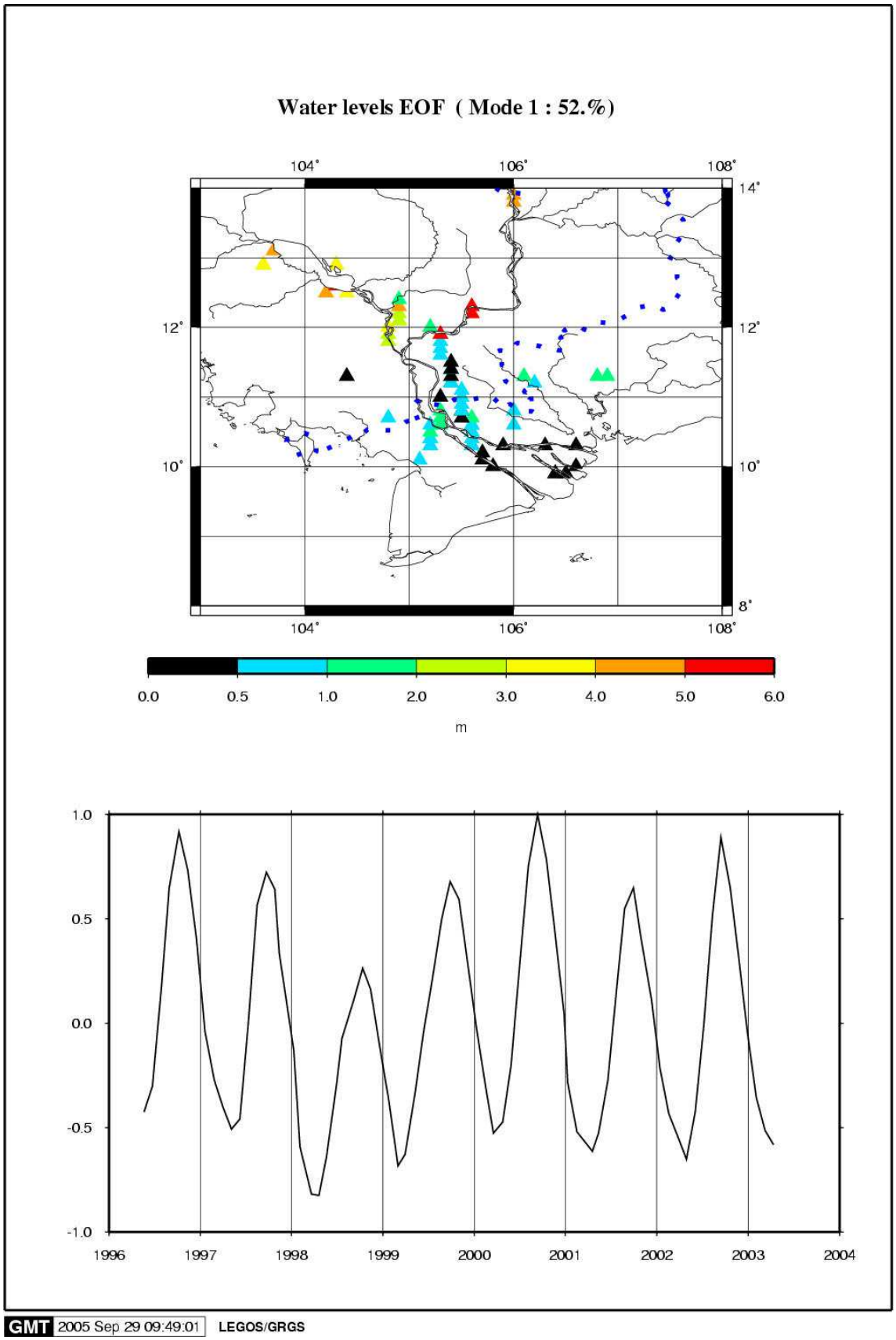

Water levels EOF (Mode 1 : 52.%)
104°
106°
108°
14°
12°
10°
8°
0.0
0.5
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
m
1.0
0.5
0.0
-0.5
-1.0
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
GMT 2005 Sep 29 09:49:01
LEGOS/GRGS

Fig.7

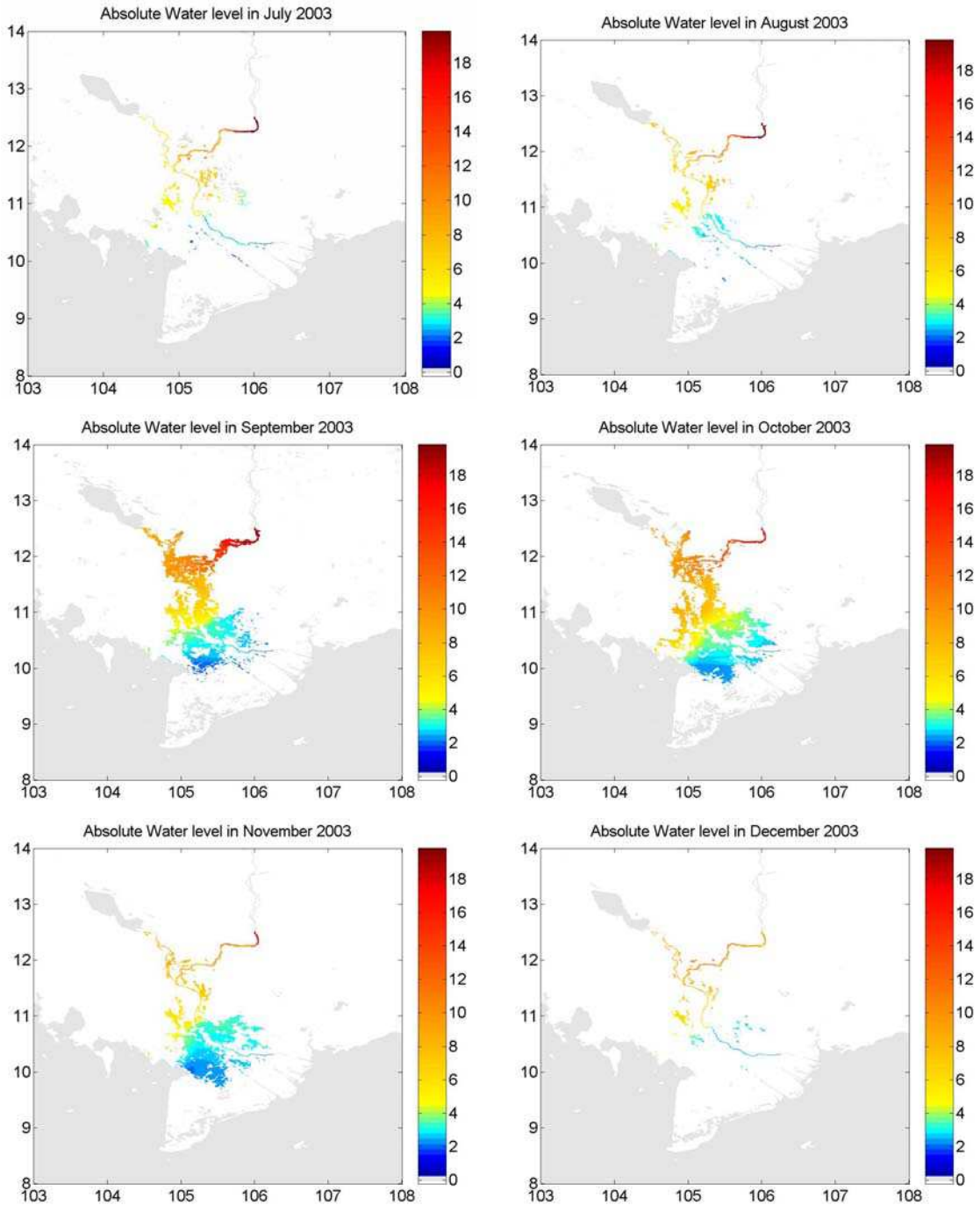

Absolute Water level in July 2003
Absolute Water level in August 2003
Absolute Water level in September 2003
Absolute Water level in October 2003
Absolute Water level in November 2003
Absolute Water level in December 2003
14
13
12
11
10
9
8
103
104
105
106
107
108
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0

Figure 8 :

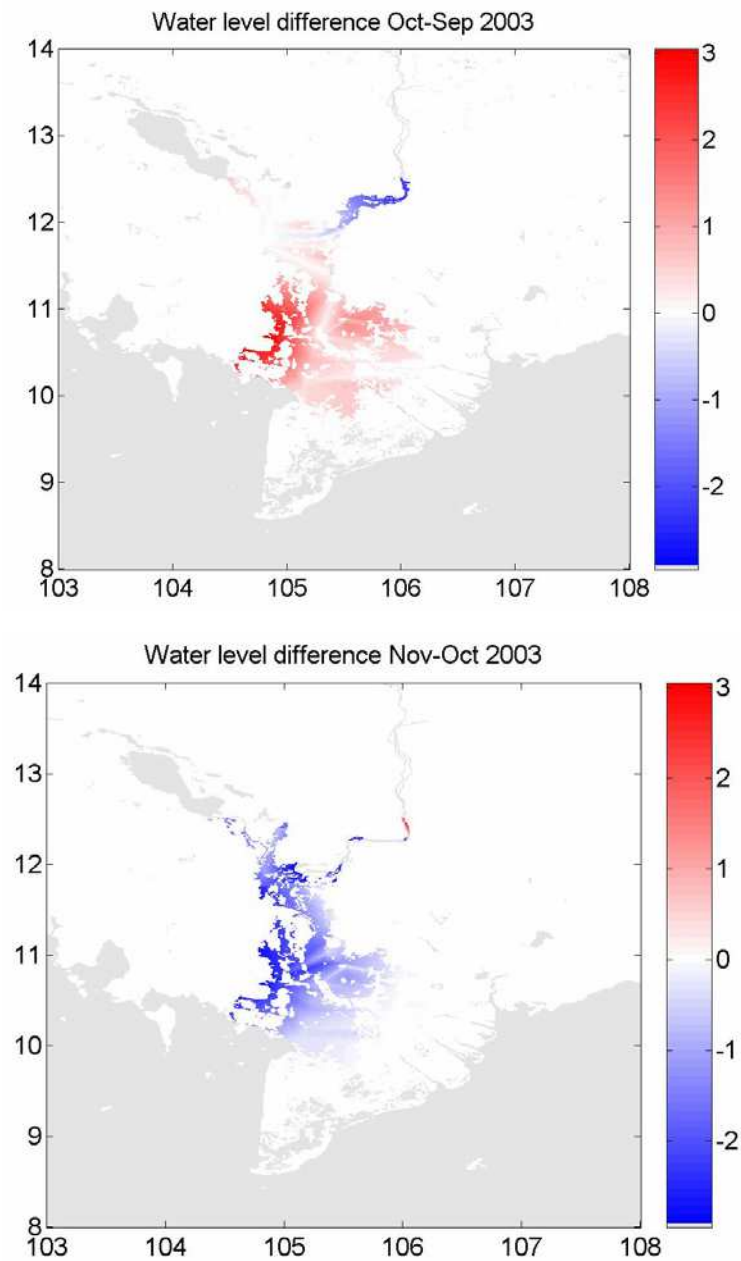

Water level difference Oct-Sep 2003
14
13
12
11
10
9
8
103
104
105
106
107
108
3
2
1
0
-1
-2
Water level difference Nov-Oct 2003
14
13
12
11
10
9
8
103
104
105
106
107
108
3
2
1
0
-1
-2

Figure 9 :

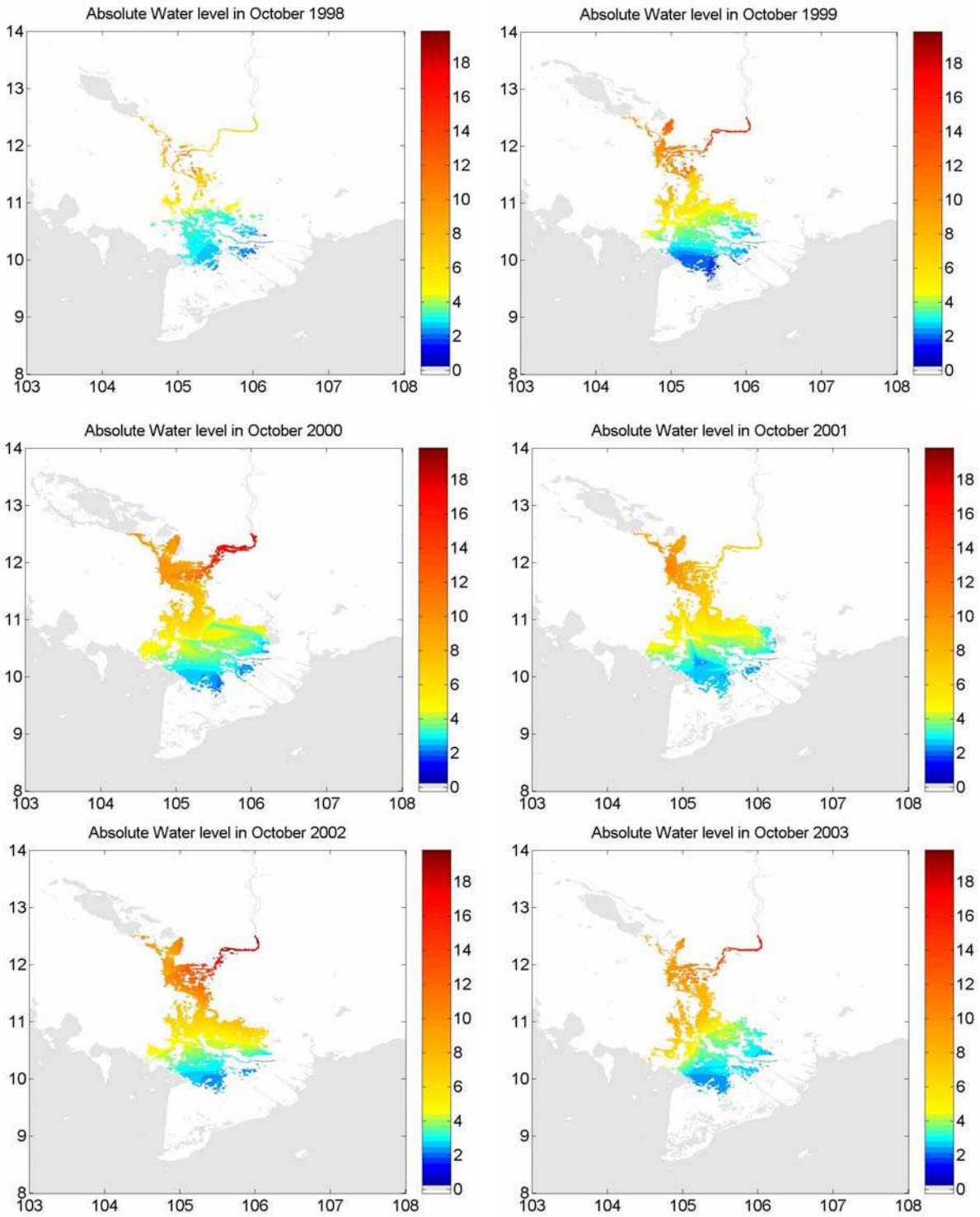
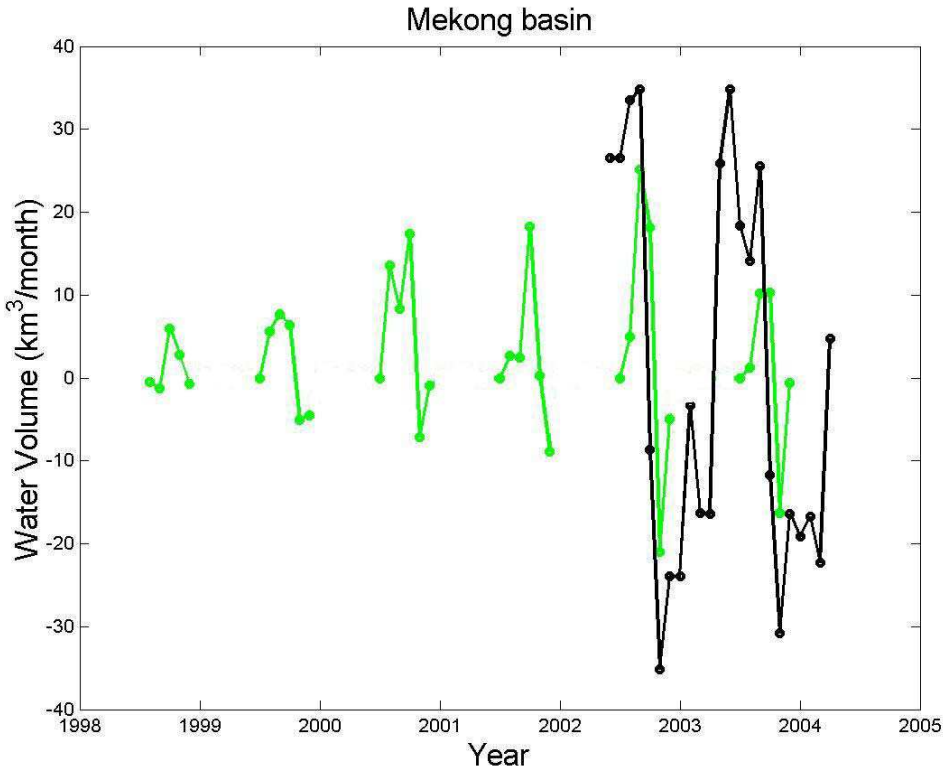

Absolute Water level in October 1998
Absolute Water level in October 1999
Absolute Water level in October 2000
Absolute Water level in October 2001
Absolute Water level in October 2002
Absolute Water level in October 2003
14
13
12
11
10
9
8
103
104
105
106
107
108
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0

Figure 10 :


Mekong basin
Water Volume (km3/month)
Year
40
30
20
10
0
-10
-20
-30
-40
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005

4. Conclusion

Ces deux études mettent en évidence que la combinaison de niveaux d'eau déduits des mesures altimétriques et de l'imagerie permet de calculer des variations de volume d'eau stocké dans les plaines d'inondation des grands bassins fluviaux. La comparaison entre volume stocké et volume écoulé (quand des mesures de débit sont disponibles) est un indicateur du temps de résidence de l'eau dans les plaines d'inondation.

Cette nouvelle méthode permet de caractériser le changement dans le cycle hydrologique des fleuves sous l'effet de modifications des conditions climatiques ou des activités humaines (construction de barrage, de canaux d'irrigation, déforestation…).

Cette méthode présente de quatre limites importantes : tout d'abord, elle ne permet de calculer le volume d'eau présent dans le bassin à une date donnée, seules les variations entre deux dates sont disponibles. Seul le développement de modèles numériques de terrain de grande précision, à l'échelle du bassin versant donneront accès aux stocks d'eau.

La deuxième limitation concerne la couverture spatiale et la répétitivité temporelle des altimètres actuellement en fonctionnement sur les grands bassins versants qui est encore insuffisante. T/P donne accès à des niveaux d'eau tous les 10 jours, mais l'intertrace à l'équateur est de 315 km. Pour ERS et ENVISAT, l'inverse se produit : résolution spatiale dense mais faible répétitivité temporelle.

Le troisième point est lié à la nature des images utilisées : si les données SAR, permettant d'avoir accès à l'eau sous végétation, ont une très faible répétitivité temporelle, les images multispectrales, à forte répétitivité temporelle, présentent l'inconvénient de ne pas être utilisables dans des régions où les couverts végétal ou nuageux est important.

Il n'existe enfin aucune source de données in-situ pouvant être utilisée à des fins de validation.

Chapitre 7 : GRACE et l'hydrologie continentale

Chapitre 7 : GRACE et l'hydrologie continentale 141
1. Le bilan hydrique du bassin versant 142
2. Les modèles hydrologiques globaux 143
2.1 Le modèle WGHM 144
2.2 Le modèle LaD 144
2.3 Le modèle ORCHIDEE 144
2.4 Le système d'assimilation GLDAS 144
3. La mission de gravimétrie spatiale GRACE 145
3.1 Les objectifs 145
3.2 Les géoïdes mensuels 146
4. Application à l'hydrologie globale 147
4.1 Travaux antérieurs 148
4.2 Méthodologie 148
5. Résultats 149
5.1 Validation de la méthode inverse 149
5.2 Estimation des masses d'eaux continentales 169
5.3 Estimation des masses de neige aux latitudes boréales 173
5.4 Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle du basin versant 179
6. Discussion – Perspectives 196

1. Le bilan hydrique du bassin versant

L'humidité des sols, les nappes phréatiques, la neige, la glace, les lacs et rivières, l'eau contenue dans la végétation sont les réservoirs principaux dans lesquels l'eau est présente sur les continents. Bien qu'ils ne constituent que 3,5% de l'eau du cycle hydrologique, leur influence sur le climat et sur la vie sur terre est considérable [*Chahine*, 1992 ; *Rodell et Famiglietti*, 1999 ; *de Marsily*, 2005].

La quantification des volumes d'eau dans les différents compartiments du cycle hydrologique, à toute échelle de temps et d'espace, est l'une des interrogations majeures posées aux hydrologues. Les bilans en hydrologie ont été définis pour permettre d'estimer la répartition de l'eau qui tombe sous forme de précipitation, entre évaporation et ruissellement [*Cosandey et Robinson*, 2000]. Le bilan hydrique fait intervenir les flux d'eau entrants et sortants du bassin versant (Figure 7-1).

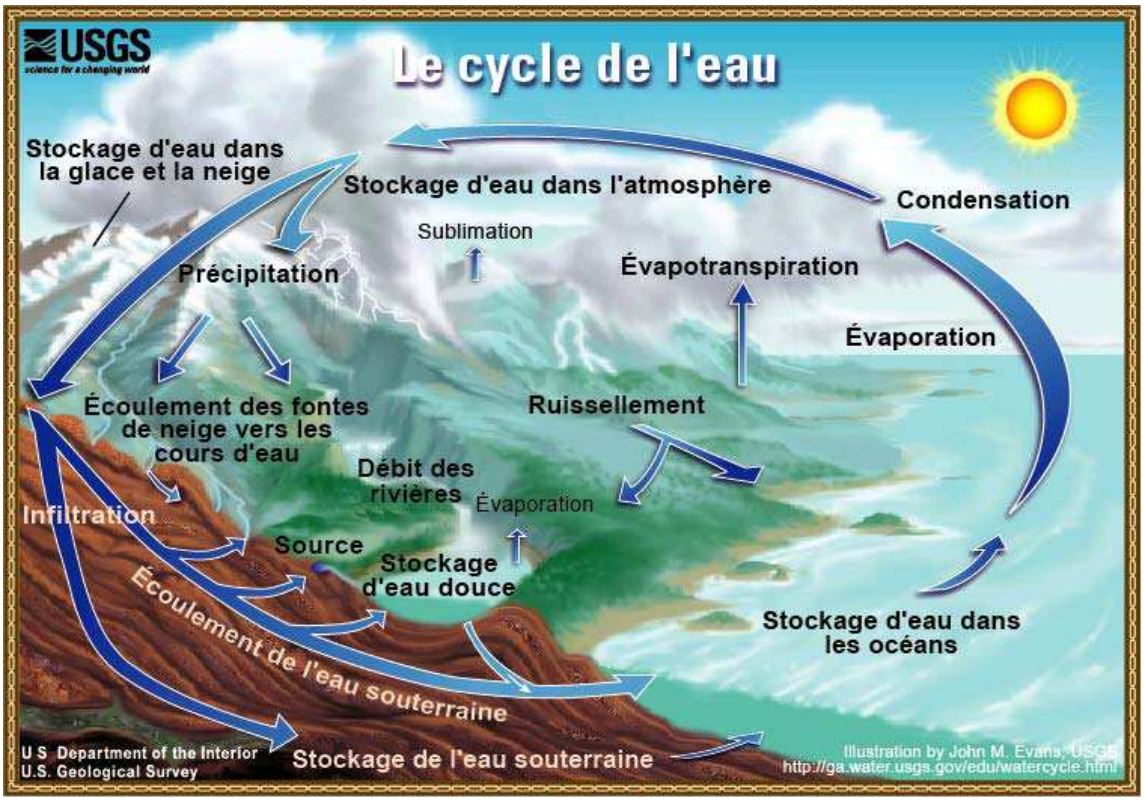


Figure 7-1: Le bilan hydrique à l'échelle du bassin versant.

Il peut s'exprimer de la façon suivante, pour un bassin et un intervalle de temps donnés :

$$\Delta V = P - E - R \qquad \text{(Eq. 7-1)}$$

où ΔV est la variation de volume d'eau (mm), P la somme des précipitations liquides et solides (mm), R la somme du ruissellement de surface et des écoulements souterrains (mm).

Les termes du bilan hydrique sont généralement exprimés en hauteur équivalente d'eau (en mm par exemple). On parle alors de lame d'eau précipitée, écoulée, évaporée, stockée, ... Cette équation exprime simplement que la différence entre les volumes d'eau entrant et sortant d'une entité donnée, comme un bassin versant, au cours de la période considérée, est égale à la variation du volume d'eau emmagasinée au cours de la dite période.

Avant le lancement de la mission de gravimétrie spatiale GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), seules les sortie des modèles globaux de surface étaient en mesure de fournir des estimations des réserves mondiales en eau et de leurs variations, et permettaient de calculer le bilan hydrique à l'échelle du bassin versant ou globale [*Wahr et al.* 1998 ; *Swenson et al.*, 2003 ; *Ilk et al.*, 2005].

2. Les modèles hydrologiques globaux

Il n'existe, en effet, à l'heure actuelle, aucune base de données in-situ, à l'échelle du globe, permettant de quantifier les variations spatio-temporelles des réserves continentales d'eau (eau des sols, des réservoirs souterrains et du manteau neigeux). Seuls les modèles globaux de surface, développés ces dernières années par la communauté des hydrologues-climatologues, nous renseignent sur ces paramètres. Ses modèles représentent le sol comme une succession de réservoirs, ou couches, superposés : humidité des sols, eaux de surface, zone racinaire, aquifères. Le rôle de la végétation (interception des précipitations et transpiration) est désormais pris en compte. Les processus spécifiques à la cryosphère, comme l'accumulation et la fonte de la neige ou le cycle gel/dégel des sols sont également modélisés. Une description complète du cycle du carbone et de la dynamique de la végétation a été introduite pour les études sur les changements climatiques. Enfin, des modèles de transport fluviaux ont été développés pour router le ruissellement de chaque point de grille vers l'embouchure des fleuves. Ces schémas de surface sont soit forcés par des flux observés (précipitation et bilan radiatif) et des variables météorologiques à l'interface sol-atmosphère (température, humidité de l'air, intensité et direction des vents), soit couplés à des modèles atmosphériques.

Dans le cadre de la validation des mesures de la mission GRACE, nous nous sommes intéressés aux sorties de trois schémas de surface globaux, WGHM (Water GAP Global Hydrology Model) [*Döll et al.,* 2003], LaD (Land Dynamics model) [*Milly and Shmakin,* 2002], ORCHIDEE (ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms) [*Verant et*

al., 2004 ; *Krinner et al.*, 2005], et du schéma d'assimilation GLDAS (Global Land Data Assimilation System) [*Rodell et al.,* 2004].

2.1 Le modèle WGHM

Le modèle WGHM, développé par [*Döll et al.,* 2003], a été spécifiquement conçu pour évaluer le débit des fleuves dans le cadre d'études d'estimation des ressources en eau. Il calcule des cartes mensuelles de ruissellement à la résolution spatiale de 0,5° et le débit des fleuves au moyen d'un schéma de routage. Sa paramétrisation a été effectuée en utilisant des séries temporelles de débit mesurées par 724 stations hydrologiques disséminées sur le globe. Ses sorties mensuelles comprennent d'autres paramètres hydrologiques comme l'humidité du sol contenue dans la zone racinaire, les aquifères, les eaux de surface (fleuves, lacs, plaines d'inondation), l'épaisseur de neige, l'évapotranspiration. Les données utilisées couvrent la période 2002-2004.

2.2 Le modèle LaD

Le modèle LaD, développé par [*Milly and Shmakin,* 2002], est un modèle de surface simple comportant quatre réservoirs : zone racinaire, eaux du sol, neige, glace. Il fournit des cartes d'humidité du sol, d'eau du sol correspondant à une zone située entre 1 et 2 m de profondeur, d'épaisseur de neige, d'évapotranspiration, à la résolution de 1°, de 1981 à 2004.

2.3 Le modèle ORCHIDEE

Le modèle ORCHIDEE décrit les cycles de l'eau et du carbone à l'interface sol-plantes-atmosphère, ainsi que l'évolution de la végétation. Il est le résultat du couplage de 3 modèles existants : SECHIBA (Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère) [*Ducoudré et al.*, 1993], qui simule les processus physiques à l'interface sol-végétation-atmosphère et les flux d'eau dans le sol, STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terretrial Ecosystems) [*Viovy*, 1996], qui décrit les processus biochimiques en surface, et LPJ (Lund Postdam Jena) [*Sitch et al.*, 2000], qui reproduit l'évolution de la végétation et le bilan de carbone. Il fournit des cartes mensuelles de paramètres de surface, à la résolution de 1°, pendant la période 1948-2003.

2.4 Le système d'assimilation GLDAS

Ce modèle non couplé à l'atmosphère, utilisé pour des études sur le climat, est forcé en temps réel par des champs provenant des ré-analyses du modèle météorologique NCEP, de mesures

satellitaires et de données radar de précipitation. L'assimilation de données, comme la température de surface ou le couvert neigeux, par filtrage de Kalman à une dimension, permet d'estimer de manière optimale les valeurs des paramètres de surface. Les résolutions spatiale et temporelle des grilles de paramètres de surface sont de 0,25° et 3 heures. Les données sont disponibles pour la période 2002-2004.

3. La mission de gravimétrie spatiale GRACE

Les changements temporels du champ de gravité terrestre, détectés par la mission de gravimétrie spatiale GRACE, caractérisent les redistributions de masse dans le système Terre. Aux échelles de temps allant d'un mois à quelques années, ces redistributions proviennent des variations des réserves continentales d'eau. L'un des principaux objectifs de cette mission satellitaire est d'estimer les variations spatio-temporelles du stock continental d'eau à l'échelle du globe. La détermination de ces variations a pour but de fermer le bilan hydrique des grands bassins fluviaux et des continents, et de servir à la validation et à l'amélioration des modèles hydrologiques existants, afin de décrire plus précisément le cycle hydrologique et les impacts des changements climatiques et environnementaux [*Ilk et al.*, 2005].

3.1 Les objectifs

La mission Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE), lancée en mars 2002 pour une durée de vie de 5 ans, été conçue, par la NASA et le DLR, pour observer les variations du champ de gravité terrestre [*Watkins et Bettadpur*, 2000 ; *Tapley et Reigber*, 2001]. Elle a pour but de cartographier, chaque mois, le champ de gravité à une résolution spatiale de 400 km [*Tapley et al.*, 2004 a]. Elle se compose de deux satellites identiques, suivant une orbite quasi circulaire, à 500 km d'altitude et une inclinaison de 89,5°, séparés l'un de l'autre par une distance de l'ordre de 220 kilomètres. Un système de télémétrie micro-onde (en bande K) mesure de manière précise la distance séparant les deux satellites. En outre, chaque satellite embarque un récepteur GPS et des capteurs d'attitude [*Dunn et al.*, 2003], ainsi qu'un accéléromètre pour mesurer, avec précision, les effets des forces non gravitationnelles que sont la pression solaire, le frottement atmosphérique et d'autres phénomènes non modélisés [*Touboul et al.*, 1999].

Pour obtenir une erreur inférieure à 2 cm sur les modèles de géoïde [*Ward et al.*, 2002], les mesures du déphasage réalisés par le système de télémétrie, sont traitées au sol. Les effets des forces non-gravitationnelles, mesurés par les accéléromètres, sont retirés du signal observé pour obtenir la composante purement gravitationnelle, liée à la distribution de masse à

l'intérieur de la Terre. Les récepteurs GPS, présents sur chaque satellite, permettent de dater précisément les mesures utilisées pour déduire les changements de distance entre satellites et d'obtenir les positions absolues des satellites. Les capteurs d'attitude fournissent, quant à eux, l'orientation inertielle du satellite [*Tapley et al.*, 2004 a].

3.2 Les géoïdes mensuels

Les données distribuées à la communauté scientifique se composent d'un jeu de coefficients du géoïde (et de leurs incertitudes), développés en harmonique sphérique jusqu'au degré 100, pour la période avril 2002 – mai 2004.

Ces coefficients sont calculés à partir des paramètres orbitaux (positions, vitesses et accélérations) des satellites jumeaux qui constituent la mission GRACE, par trois équipes : une au CSR (Center for Space Research) de l'Université d'Austin au Texas (Etats-Unis), une au GFZ (GeoForschungsZentrum) de Potsdam en Allemagne et le Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS), de l'Observatoire Midi-Pyrénées. Les coefficients du géoïde sont corrigés de l'effet de l'atmosphère et des marées océaniques. Un modèle barotrope décrivant la variabilité océanique est retiré aux coefficients du géoïde pendant le traitement des données GRACE. En conséquence, les variations temporelles des coefficients du géoïde proviennent principalement des changements du contenu continental en eau, des bruits océanique et atmosphérique résiduels. Des exemples de géoïdes mensuels sont présentés sur la Figure 7-2. Dans la suite, les géoïdes utilisés sont ceux provenant du CSR.

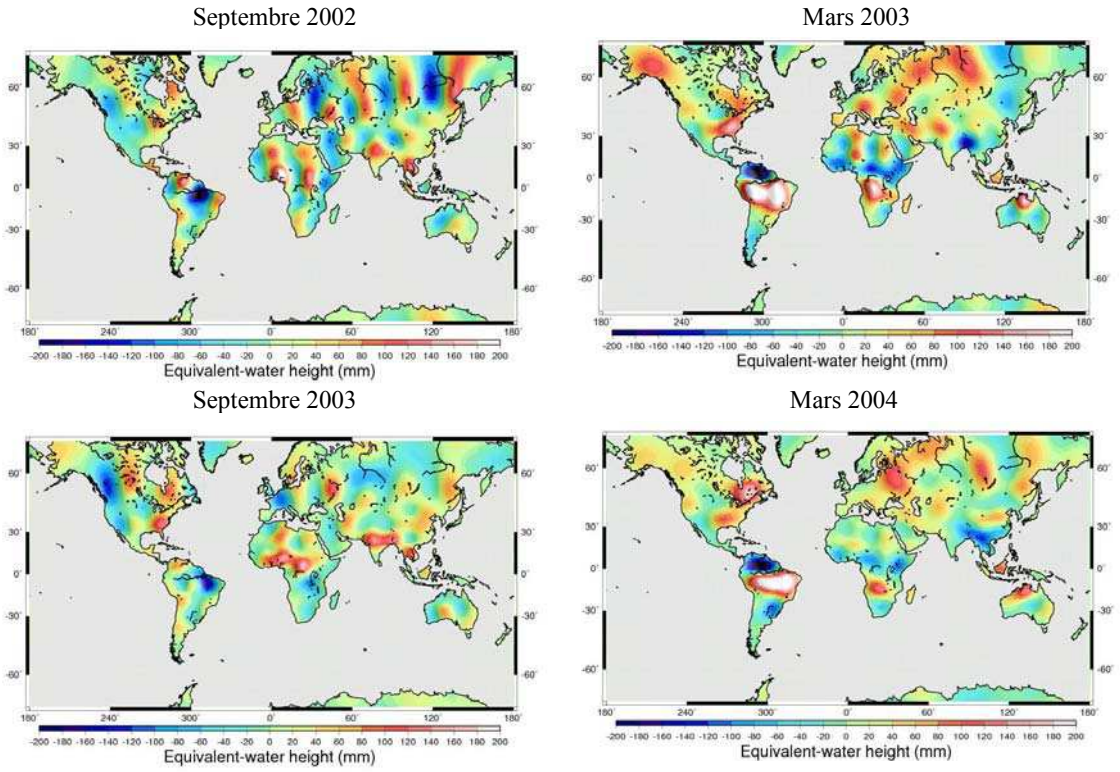


Figure 7-2: Exemples de solutions eaux continentales issues de l'inversion des géoïdes de GRACE [*Ramillien et al.*, 2005].

4. Application à l'hydrologie globale

La mission GRACE doit fournir une précision centimétrique (voire meilleure) concernant les changements de la couche d'eau sur les continents à des échelles spatiales de plusieurs dizaines de kilomètres.

Des mesures gravimétriques des changements dans les réserves en eau sont cruciaux pour les hydrologues afin de leur permettre d'établir des liens entre les processus aux échelles employées traditionnellement dans ce domaine et ceux à plus grande échelle permettant d'estimer les bilans hydrique et énergétique d'un bassin ou d'un sous-bassin [*Ward et al.*, 2002].

4.1 Travaux antérieurs

Les premières études réalisées sur les géoïdes mensuels déduits des mesures de la mission GRACE, ont utilisé 14 géoïdes couvrant la période avril 2002-décembre 2003. Leur précision, en terme de hauteur du géoïde, est de 2 à 3 mm pour une résolution spatiale de 400 km. Les variations maximales sur la hauteur du géoïde atteignent 10 mm dans certaines régions et les maxima sont observés au printemps et à l'automne [*Tapley et al.*, 2004 b]. Les premiers résultats présentant l'extraction du signal hydrologique des mesures de GRACE [*Tapley et al.*, 2004 b ; *Wahr et al.*, 2004, *Schmidt et al.*, 2005], ont mis en évidence d'importantes variations saisonnières sur les continents. Les plus fortes variations des stocks d'eau ont été observées sur l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Asie du Sud Est et aux latitudes boréales (Russie, Sibérie…). Ces structures sont comparables à celles obtenues par les modèles hydrologiques mais de plus forte amplitude. L'étude des géoïdes mensuels a, en outre, permis de mettre en évidence un assèchement de l'Europe centrale de 7,8 cm de hauteur d'eau équivalente entre 2002 et 2003 [*Andersen et al.*, 2005]. Utilisant les variations mensuelles des réserves en eau, *Rodell et al.* [2004] ont montré, qu'il était possible, au moyen de l'équation de bilan hydrique, d'estimer, de façon réaliste, l'évapotranspiration sur le bassin du Mississippi. Velicogna et Wahr [2005] ont calculé un bilan de masse du Groenland en utilisant 22 géoïdes mensuels de GRACE.

4.2 Méthodologie

Une approche robuste, basée sur l'utilisation de la méthode des moindres carrés généralisée, a été développée par Ramillien et al. [2004] pour estimer les variations de masse d'eau continental à partir des géoïdes mensuels GRACE (04/2002 – 05/2004) fournis par le GFZ et le CSR. Elle permet en outre de séparer le signal hydrologique en ses différentes composantes (atmosphère, océans, stock total d'eau continental). Cette méthode, contrainte par des informations indépendantes provenant de sorties de modèles atmosphérique, océanique et globaux de surface, permet de séparer le signal des géoïdes mensuels de la mission GRACE en quatre réservoirs : atmosphère, océan, « eaux liquides » et neige.

Des comparaisons entre les estimations de la méthode inverse et des sorties de modèles hydrologiques globaux et /ou de mesures de télédétection ont été effectuées pour les eaux continentales, la neige aux latitudes boréales et un paramètre hydrologique d'importance - l'évapotranspiration – dérivé des variations du stock d'eau total présent sur les continents.

5. Résultats

5.1 Validation de la méthode inverse

Résumé : La méthode inverse mise au point par Ramillien et al. [2004], convergeant, après plusieurs itérations, au moyen de la technique des moindres carrés généralisées, permet d'extraire, à l'échelle globale, les variations du stock d'eau sur les continents sous forme de carte mensuelle de hauteur équivalente d'eau, à une résolution spatiale de ~660 kilomètres, par combinaison de données spatiales et d'informations (a priori) issues de modèles hydrologiques globaux. Différents tests ont permis de mettre en évidence la robustesse de la méthode et ses capacités à séparer les estimations de masse d'eaux continentales en eaux liquides (eaux de surface, humidité des sols et nappes phréatiques) et neige. Des comparaisons avec les sorties du modèle hydrologique global Water Gap Hydrology Model (WGHM) [*Döll et al.*, 2003] montrent un bon accord à l'échelle de huit grands bassins tropicaux.

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE DIRECT®

Earth and Planetary Science Letters 235 (2005) 283–301

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids

G. Ramillien[a,*], F. Frappart[a], A. Cazenave[a], A. Güntner[b]

[a]*LEGOS, 14 Avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 09, France*
[b]*GeoForschungsZentrum (GFZ), Telegrafenberg, Potsdam, Germany*

Received 1 December 2004; received in revised form 25 March 2005; accepted 5 April 2005
Available online 1 June 2005
Editor: V. Courtillot

Abstract

By delivering monthly maps of the gravity field, the GRACE project allows the determination of tiny time variations of the Earth's gravity and particularly the effects of fluid mass redistributions at the surface of the Earth. However, GRACE data represent vertically integrated gravity measurements, thus are the sum of all mass redistributions inside the Earth's system (atmosphere, oceans and continental water storage, plus solid Earth). In this paper, we apply a generalized least-squares inverse approach, previously developed by [1] [G. Ramillien, A. Cazenave, O. Brunau, Global time-variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry, Geophys. J. Int. 158 (2004) 813–826.], to estimate, from the monthly GRACE geoids, continental water storage variations (and their associated uncertainties) over a 2-year time span (April 2002 to May 2004). Tests demonstrating the robustness of the method are presented, including the separation between liquid water reservoirs (surface waters + soil moisture + groundwaters) and snow pack contributions. Individual monthly solutions of total land water storage from GRACE, with a spatial resolution of ~660 km, are presented for the 2-year time span. We also derive the seasonal cycle map. We further estimate water volume changes over eight large river basins in the tropics and compare with model predictions. Finally, we attempt to estimate an average value of the evapotranspiration over each river basin, using the water balance equation which links temporal change in water volume to precipitation, evapotranspiration and runoff. Amplitudes of the GRACE-derived evapotranspiration are regionally consistent to the predictions of global hydrological models.
© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: GRACE satellite gravimetry; global hydrology; least-squares inversion

1. Introduction

In March 2002, a new generation of gravity missions was launched: the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) space mission [2,3]. The

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61 33 29 34.
E-mail address: ramillie@notos.cst.cnes.fr (G. Ramillien).

0012-821X/$ - see front matter © 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.epsl.2005.04.005

objective of GRACE is to measure spatio-temporal variations of the gravity field with an unprecedented resolution and precision, over time scales ranging from a few months to several years. As gravity is an integral of mass, these spatio-temporal gravity variations represent horizontal mass redistributions only to the extent that they are assumed to be caused by surface loads. On time scales from months to decades, mass redistribution mainly occurs inside the surface fluid envelopes (oceans, atmosphere, ice caps, continental reservoirs) and is related to climate variability. The main application of GRACE is quantifying the terrestrial hydrological cycle through measurements of vertically-integrated water mass changes inside aquifers, soil, surface reservoirs and snow pack, with a precision of a few millimeters in terms of water height and a spatial resolution of ~400 km [4,5].

Until the launch of GRACE, no direct measurements of time-varying storage of snow, soil and underground waters were available globally. Therefore, the global distribution and spatio-temporal changes of land water mass were essentially estimated from modelling. The main motivation for developing global land surface models (LSMs) over the recent decades was to provide realistic temperature and humidity boundary conditions to atmospheric models developed for climate modelling. In effect, many land surface parameters exert a strong influence on water and energy surface fluxes and as a consequence on the atmosphere. Among these parameters, soil moisture and snow mass are important since they affect low-atmosphere state on both short and long (seasonal and inter-annual) time scales. Besides, land water storage and snow mass are themselves affected by atmospheric conditions and climate variability. In the recent years, a number of state-of-the-art LSMs have provided global gridded time series of soil water, underground water and snow mass, typically on a monthly basis and a geographical resolution of $\sim 1^\circ \times 1^\circ$ (among others, [6–11]). These global hydrological data sets are currently derived from model runs either in a coupled mode or in a stand alone mode forced by observations, in particular precipitation. Due to the lack of global information on soil water and snow depth, model validation is in general performed by comparing predicted runoff with in situ measurements in a number of river basins. Besides, international projects for inter-comparing the global hydrological models have been initiated in the recent years (e.g., PILPS [12]; GSWP1 [13]). However, these approaches remain limited and do not provide a global evaluation of the models accuracy. Thus, direct comparison of models outputs with independent observations, in particular the GRACE-based hydrological products, could be very instructive. However at present, such comparisons first serve to evaluate the precision of the GRACE products. Besides, they will provide the basis for future space data assimilation into the global hydrological models.

This paper presents results of monthly land water change over 2 years (from April 2002 to May 2004) from the GRACE geoids recently released by the GRACE project [2]. The method developed in this study differs from previously published GRACE results [3,14,15] in that it tries to separate mass signals from four different surface reservoirs (soil plus underground plus surface water reservoirs, snow pack, atmosphere and ocean) through an inverse modelling based on generalized least-squares adjustment [16]. The inverse approach which combines the GRACE observations with stochastic properties of the hydrological (or oceanic) signal significantly reduces the recovered land (or ocean) water signal compared to the direct conversion of geoid anomalies into water mass, because of noise reduction and elimination of unrelated signal (e.g., atmospheric noise).

2. The GRACE geoids

The data set recently provided to GRACE users by the GRACE project consists of monthly sets of spherical harmonic geoid coefficients (and associated uncertainties), up to degree and order 100, since April 2002. These coefficients derived from raw tracking measurements (GRACE consists of a pair of satellites whose mutual distance, absolute positions and velocities are continuously monitored) are currently computed by two groups: the Center for Space Research (CSR) in the USA and the GeoForschungs-Zentrum (GFZ) in Germany. The geoid coefficients are corrected for atmospheric loading and oceanic tides. An a priori model for the oceanic variability was also removed during the GRACE data processing. Therefore, temporal changes of the geoid coefficients

mainly represent change in continental water storage, non-tidal oceanic effects and residual atmospheric noise. In this study, we use the CSR geoid data, spanning from April 2002 to May 2004. Fig. 1 displays the temporal coverage of this data set. The length of the horizontal bars corresponds to the numbers of days used to construct each monthly geoid from the raw measurements. Because of too few usable raw measurements, a single monthly geoid is provided for April–May 2002. For 2003, the May geoid is a combination of April plus May data. Although the spherical harmonic coefficients of each monthly geoid are given up to degree and order 100, in this study we follow earlier studies [3,14,15] and only consider harmonic coefficients up to degree 30 (half horizontal wavelength of 660 km). In effect as shown by Tapley et al. [3] and Schmidt et al. [15], at higher degrees – shorter wavelengths – the signal to noise ratio is too low due to residual errors in the data processing that are not yet totally controlled. As in previous studies, we also fix the degree 2, order 0 harmonic (half wavelength of 10 000 km) to zero because of the current large uncertainty associated with this coefficient.

3. Methodology

3.1. The direct problem

3.1.1. Modelling geoid variations from the different global model forecasts

The static component of the gravity field G_0 corresponds to nearly 99% of the total field, mainly due to solid Earth contributions. This term can be easily evaluated and removed by computing the temporal mean of a long enough series of GRACE monthly geoids, or considering a single geoid computed with a long period of time of satellite observations. In this study, the monthly time-variable geoid $\delta G(t)$ is merely computed as the difference between the monthly geoid $G(t)$ measured by GRACE at time t, and the static mean field component:

$$\delta G(t) = G(t) - G_0 \tag{1}$$

Using the 20 monthly geoids, we computed a 2-year mean geoid which was further removed to each individual monthly geoid. This allows removal of the static geoid contributions related to the Earth's internal structure as well as to any 'long-term' surface

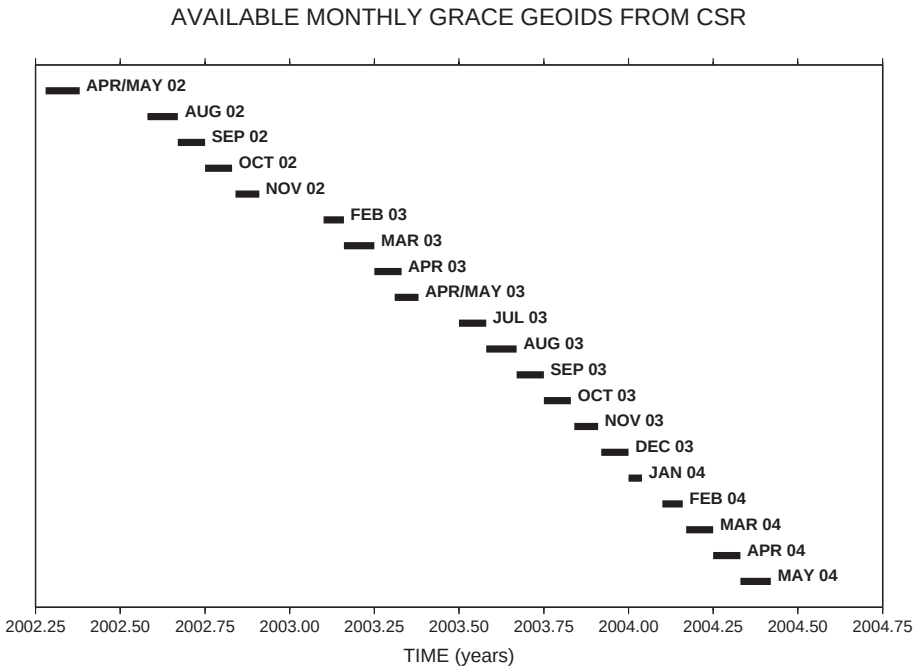


Fig. 1. Temporal coverage of the GRACE geoids provided by CSR (University of Texas) covering the period from 04/2002 to 05/2004 (each bar corresponds to ~1-month time span).

fluid signal (e.g., deep, slowly-varying aquifers) that cannot be extracted with only 2 years of data. Thus, the corresponding geoid differences (also called monthly GRACE geoids in the following) only reflect short-term geoid change associated with surface mass redistributions.

Let $\delta C_{nm}(t)$ and $\delta S_{nm}(t)$ be the "normalized" Stokes coefficients expressed in terms of millimeters of geoid height, where n and m are the degree and order respectively. The time-variable geoid is thus expressed as:

$$\delta G(t) = \sum_{n=1}^{N} \sum_{m=0}^{n} (\delta C_{nm}(t)\cos(m\lambda) + \delta S_{nm}(t)\sin(m\lambda))P_{nm}(\cos\theta) \quad (2)$$

where N is the maximum degree of the decomposition, θ is the co-latitude, λ is the longitude and P_{nm} is the associated Legendre polynomial which is dimensionless. Assuming that the global fluid contributions are not correlated in time and space, we consider that $\delta G(t)$ is the sum of $k=1, 2, \ldots, K$ fluid contributions:

$$\delta G(t) = \sum_{k=1}^{K} \delta G_k(t) = \Omega \delta G \quad (3)$$

where Ω is the "separating" matrix formed by a column of identity-blocks that ensures the non-correlation between the geoid coefficients of the different fluid contributions. Let $\delta q(t)$ be a surface density associated with surface water mass, expressed in terms of equivalent-water thickness at time t, whose harmonic coefficients, $\delta A_{nm}(t)$ and $\delta B_{nm}(t)$, can be used to evaluate the corresponding geoid anomaly coefficients by filtering:

$$\begin{pmatrix} \delta C_{nm}(t) \\ \delta S_{nm}(t) \end{pmatrix} = W_n \begin{pmatrix} \delta A_{nm}(t) \\ \delta B_{nm}(t) \end{pmatrix} \quad (4)$$

where W_n is an isotropic spatial filter that weights the surface density coefficients, and whose analytical expression is [17]:

$$W_n = \frac{2\pi G R_e \rho_W}{(2n+1)\gamma(\theta)}(1+z_n) \quad (5)$$

where z_n represents the Love numbers that enable to take into account the elastic compensation of the Earth to surface load. $\gamma(\theta)$ is the normal gravity on the reference ellipsoid at the co-latitude θ. G ($\sim 6.67 \cdot 10^{-11}$ m^3 kg^{-1} s^{-2}) is the gravitational constant and R_e ($\sim$6378 km) is mean Earth's radius. ρ_W ($\sim$1000 kg m^{-3}) is the water density. The latter equation is used to compute the geoid harmonic coefficients from monthly surface density grids $\delta q(\theta, \lambda, t)$ and provided either by global oceanic/hydrological models or atmospheric surface pressure observations. The corresponding Stokes coefficients are defined by [18]:

$$\begin{pmatrix} \delta C_{nm}(t) \\ \delta S_{nm}(t) \end{pmatrix} = \frac{(1+z_n)R_e^2}{(2n+1)M} \iint_S \delta q(\theta,\lambda,t) \times \begin{pmatrix} \cos \\ \sin \end{pmatrix} (m\lambda) P_{nm}(\cos\theta)\delta S \quad (6)$$

since redistributions of fluid mass $\delta q \delta S$ on the surface of the Earth produce variations of the Stokes coefficients, taking the elastic compensation of the Earth's crust into account. M is the total mass of the Earth ($\sim 5.97602 \cdot 10^{24}$ kg).

Note that in case of atmospheric surface pressure or ocean bottom pressure $\delta p(\theta, \lambda, t)$ data, commonly expressed in Pa or N/m^2, the corresponding surface density variation $\delta q(\theta, \lambda, t)$ is:

$$\delta q(\theta,\lambda,t) = \frac{\delta p(\theta,\lambda,t)}{\rho_W \gamma(\theta)}. \quad (7)$$

In practice, once δq is computed for each time step from model outputs using Eqs. (6) and (7), each surface density grid is decomposed into spherical harmonics $\delta A_{nm}(t)$ and $\delta B_{nm}(t)$, and then converted into corresponding geoid coefficients $\delta C_{nm}(t)$ and $\delta S_{nm}(t)$ by applying the direct filtering procedure (Eq. (4)).

These time-series of "model/data" coefficients represent the a priori information that will be used as input in the inversion (described in the next section). For each fluid contribution k and for each time step t, it consists of: an initial solution used as "first guess"; an a priori model uncertainty matrix; and a model covariance matrix that described the statistical relationship between the geoid coefficients of a given fluid reservoir k at time t.

3.1.2. Estimation of the a priori model uncertainties

A priori uncertainties on model harmonic coefficients are derived from statistical comparisons between the geoid coefficients derived from the different oceanic/hydrological models associated with each reservoir k. They are simply computed as the

time variances of these coefficients for each month of the year and over the longest time span available. These variances are used as the diagonal elements of the model covariance matrix C_M.

3.1.3. Estimation of the a priori model covariances

To estimate the model covariance matrix $C_k(t)$ from geoid coefficients, we consider $D_k(\Delta t)$, the matrix formed by the list of all geoid coefficients previously computed for the fluid reservoir k and over a time period Δt. By construction, the matrix $D_k(\Delta t)$ is such that each row corresponds to a particular month and each column to a given coefficient $\delta C_{nm}(t)$ or $\delta S_{nm}(t)$. Then, the model covariance matrix $C_k(t)$ is simply estimated by computing the product:

$$C_k(t) = [D_k(\Delta t) - \overline{D_k}]^{\mathrm{T}}[D_k(\Delta t) - \overline{D_k}] \tag{8}$$

where $\overline{D_k}$ is the time-mean value of the model coefficients computed during Δt months. Several previous tests made by inverting synthetic geoid data have suggested that an optimal value for Δt would be the 2–3 months centred around the considered month t (see [1]). Greater values of this time span give rise to numerical smoothing, and thus provide a less precise geoid solution. To estimate the spatial correlations between couples of geoid coefficients of degrees and orders u, v, n, m, respectively, the elements of $C_k(t)$ are multiplied by the weighting function ψ defined by:

$$\psi(u, v, n, m) = (2|n - u| + 1)^{-1}(2|m - v| + 1)^{-1} \tag{9}$$

3.2. The inverse approach for separating the fluid mass contributions

The numerical strategy for separating the contributions of the different reservoirs was previously presented in [1]. It is based on the matrix formalism of the generalized least-squares criteria developed by Tarantola [16]. It consists of estimating separately the spherical harmonic coefficients, in terms of equivalent-water heights, of different fluid reservoirs (atmosphere, oceans, soil waters and snow pack) from the monthly GRACE geoids. For each water mass reservoir, the solution is a linear combination of the coefficients measured by GRACE, of the a priori information from climate models and optimal coefficients fitting:

$$\Gamma_k(t) = \Gamma_k^0(t) + C_k\Omega\left(C_D + C_M + \Omega C_k\Omega^{\mathrm{T}}\right)^{-1} \times \left[\Gamma^{\mathrm{OBS}}(t) - \Omega\Gamma_k^0(t)\right] \tag{10}$$

where $\Gamma_k(t)$ is the vector formed by the list of all spherical harmonic coefficients of the geoid to be solved for the k-th contribution, $\Gamma^{\mathrm{OBS}}(t)$ is the vector formed with the geoid coefficients from GRACE, $\Gamma_k^0(t)$ corresponds to the initial solution coefficients vector (i.e. "first guess"). C_D and C_M are the a priori covariance matrices of the GRACE geoid coefficients, and of the models, respectively. The latter matrix and the vector $\Gamma_k^0(t)$ are estimated from the geoid coefficients derived from global model outputs for each month (see previous section).

In practice, the matrix to be inverted (terms in parenthesis in Eq. (10)) is symmetric by construction, and often positive definite. We used a strategy of fast Cholesky factorisation to solve this system, instead of a LU decomposition. In extreme conditions of ill-conditioning of the system, we also chose to apply a complete Singular Value Decomposition (SVD) but this is a more time-consuming option.

After solving the linear system (Eq. (10)), the a posteriori covariance matrix C_k^{POS} is computed using:

$$C_k^{\mathrm{POS}} = C_k - C_k\Omega^{\mathrm{T}}\left(\Omega C_k\Omega^{\mathrm{T}} + C_D + C_M\right)^{-1}\Omega C_k. \tag{11}$$

The a posteriori uncertainties associated to the fitted geoid coefficients of the reservoir k are given by the root-mean square values of the diagonal elements of C_k^{POS}:

$$\sigma_k^{\mathrm{POS}}(t) = \sqrt{C_k^{\mathrm{POS}}(\mathrm{diag})} \tag{12}$$

where "diag" stands for individual-diagonal elements of the a posteriori matrix.

The estimated surface density coefficients $\delta A_{nm}^{\mathrm{POS}}(t)$ and $\delta B_{nm}^{\mathrm{POS}}(t)$, expressed in terms of equivalent-water height, are then estimated by filtering the fitted geoid coefficients $\delta C_{nm}^{\mathrm{POS}}(t)$ and

$\delta S_{nm}^{\mathrm{POS}}(t)$ listed in the solution $\Gamma_k(t)$ of each reservoir k using:

$$\begin{pmatrix} \delta A_{nm}^{\mathrm{POS}}(t) \\ \delta B_{nm}^{\mathrm{POS}}(t) \end{pmatrix} = V_n W_n^{-1} \begin{pmatrix} \delta C_{nm}^{\mathrm{POS}}(t) \\ \delta S_{nm}^{\mathrm{POS}}(t) \end{pmatrix} \tag{13a}$$

with:

$$V_n = \begin{cases} 1 & \text{if } n < n_{\min} \\ \frac{1}{2}\cos\left(\pi \frac{n - n_{\min}}{n_{\max} - n_{\min}}\right) & \text{if } n_{\min} \le n \le n_{\max} \\ 0 & \text{if } n > n_{\max} \end{cases} \tag{13b}$$

where W_n^{-1} is the inverse predicting filter of Eq. (4). It is tapered by a stabilizing function V_n that apodises the amplitudes of W_n^{-1} for degrees between $n_{\min}$ and $n_{\max}$, in order to avoid the development of spurious short-wavelength undulations. Obviously, the main disadvantage of using such a smoothed operator is to remove short-wavelength details in the solution, but this is necessary to avoid numerical instabilities in the matrix inversion of the system (Eq. (10)), and to cancel the effects of noise for high-degrees (typically $n_{\min}=25$ and $n_{\max}=30$).

An iterative process was implemented. Tests have shown that convergence was obtained after ~5 iterations. Thus solutions presented in Section 4 correspond to the 5th iteration.

3.3. Model outputs used for the inversion

To construct the "first guess" as well as the C_k covariance matrices, we considered the following models:

3.3.1. Land hydrology

- LaD model [9]
- WGHM model [11]

The Land Dynamics (LaD) model developed by Milly and Shmakin [9] estimates the time-varying storage of snow, root-zone soil water and ground water by solving water and energy balance equations which relate temporal change in storage to rainfall, snowfall, evapotranspiration, sublimation, snow melt, soil water drainage and ground water discharge to streams. The model provides 1°×1° monthly global grids of snow, root-zone soil water, underground waters (from the shallow and dynamic unconfined saturated zone) for 1981–2003.

The Water GAP Global Hydrology Model (WGHM) [11] was specifically designed to estimate river discharge for water resources assessments. It computes 0.5°×0.5° gridded time series of monthly runoff and river discharge and is tuned against time series of annual river discharges measured at 724 globally distributed stations. Other products of the model are monthly gridded time series of water storage in the snow cover, soil water within the root zone, ground water and surface water stored in rivers, lakes and wetlands. The data are available for 2002 to 2004.

3.3.2. Ocean bottom pressure

We used ocean bottom pressure data derived from two Ocean Global Circulation Models (OGCMs):

- POCM-4C (Parallel Ocean Circulation Model) [19,20]
- ECCO [21]

While initial resolutions and time spans of ocean bottom pressure grids provided by these models are different, we interpolated the data onto 1°×1° grids and constructed a climatology (standard year).

3.3.3. Atmosphere

Atmospheric loading effects were removed during the GRACE data processing. However, in order to account for any residual atmospheric signal in the GRACE geoid, we considered a 'residual atmosphere' reservoir for the inversion. Thus, to construct the corresponding covariance matrix, we used gridded differences between two atmospheric surface pressure data sets: NCEP [22] and ECMWF.

These gridded differences were further developed into spherical harmonics, and corresponding coefficients, in units of equivalent water height were further expressed in terms of geoid height (see [1]).

3.4. Deriving time-series of water mass variations from monthly geoids: test results

As indicated above, we separated the contributions of four different equivalent-water mass reservoirs: soil plus underground plus surface waters reservoir (called 'liquid reservoir' in the following), snow pack, resi-

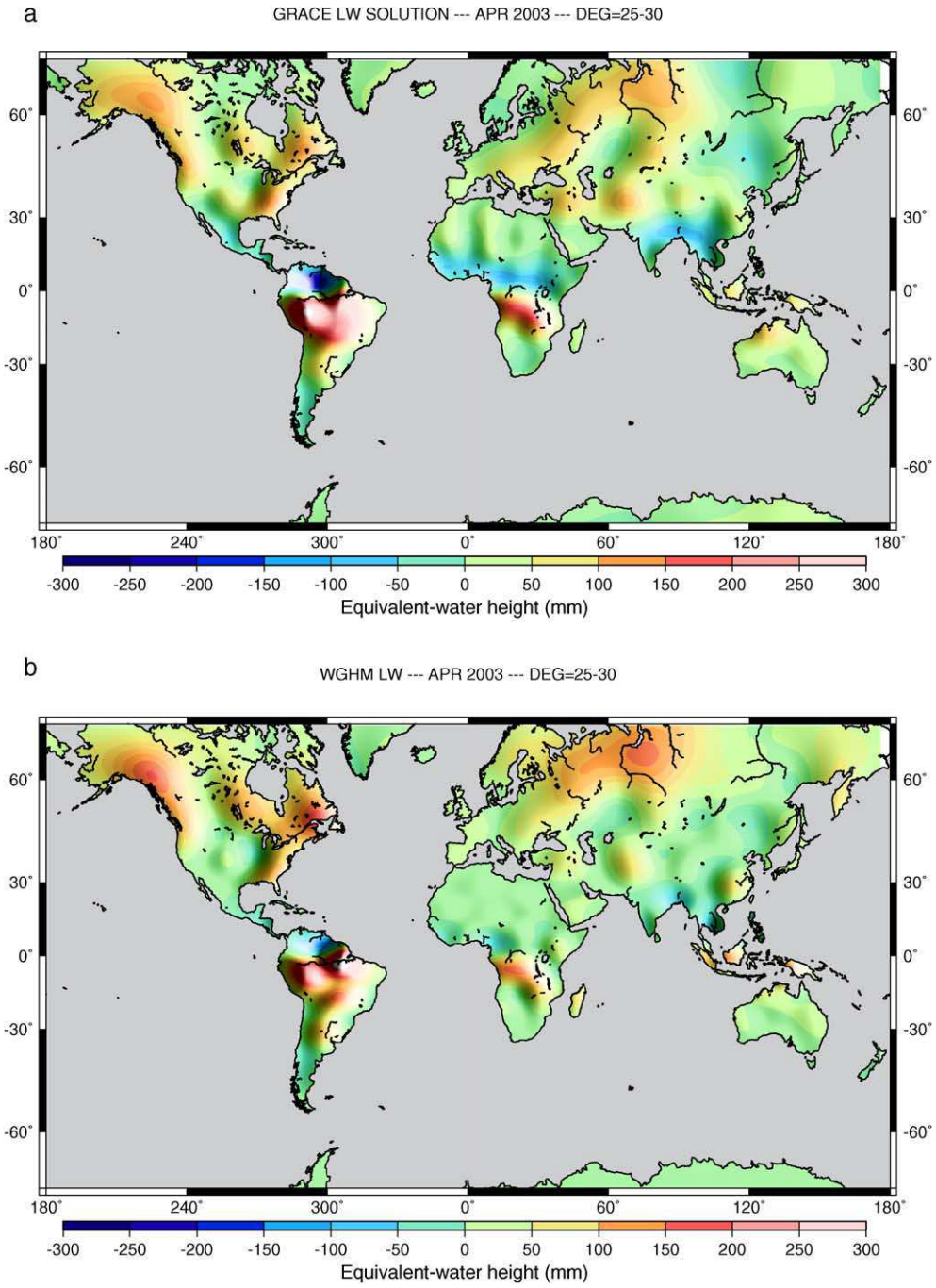


Fig. 2. (a) Land water solution for April 2003 for the nominal case after 5 iterations; (b) WGHM land water storage for April 2003; (c) log of errors for the input geoid (upper curve), model (middle curve) and nominal solution (lower curve) for April 2003, as a function of harmonic degree; (d) difference in land water storage between GRACE and WGHM; (e) residual geoid for April 2003; (f) land water solution after 10 iterations with first guess set to zero, (g) convergence curves for the nominal case and first guess set to zero.

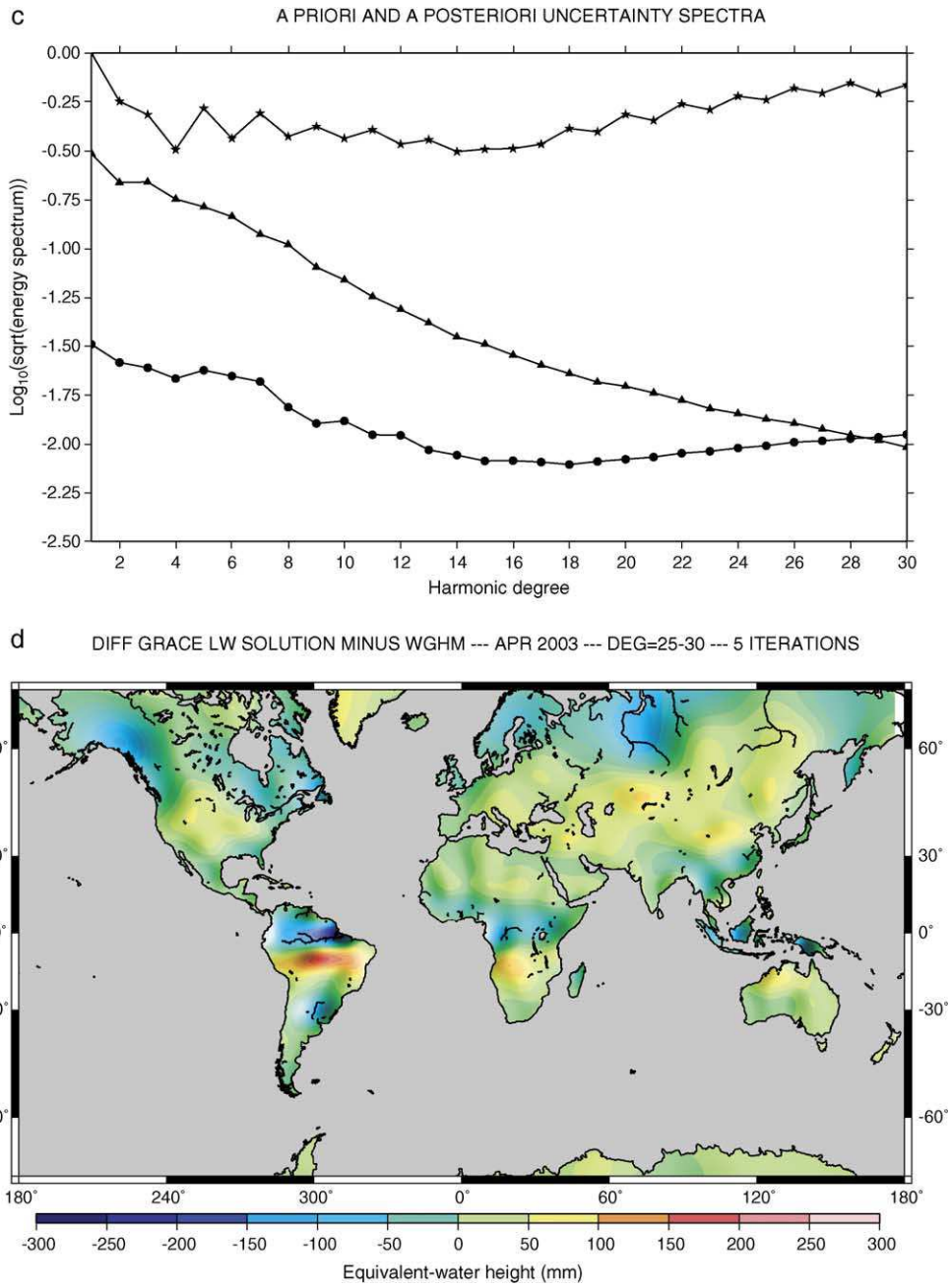


Fig. 2 (*continued*).

dual atmosphere and ocean, from each of the 20 months (from April/May 2002 to May 2004). For constructing the 'first guess' as well as the model covariance and model error matrices, the following models have been considered for defining the 'nominal' case: ECCO for the ocean bottom pressure, the difference ECMWF minus NCEP for the residual atmospheric signal, and WGHM for land waters (liquid water reservoirs and snow pack). The nominal land water solution (sum of liquid waters plus snow

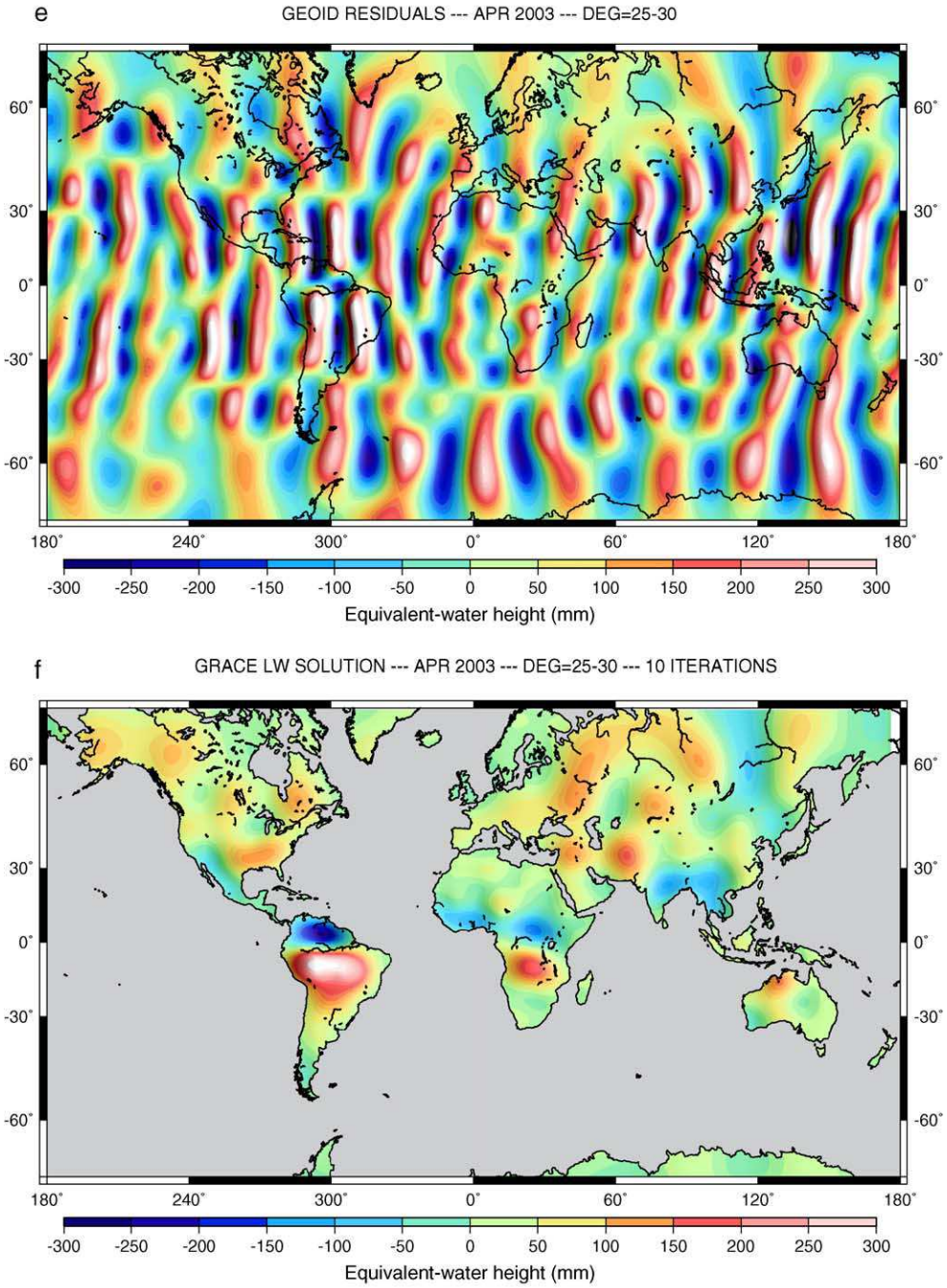


Fig. 2 (*continued*).

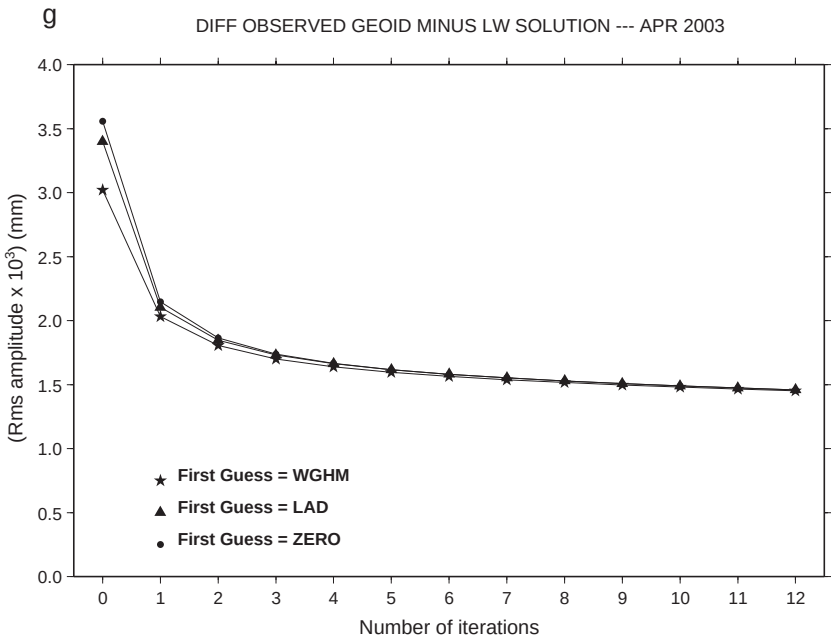


Fig. 2 (*continued*).

mass), up to degree 30, for April 2003, based on the inversion of the GRACE geoid, is presented in Fig. 2a. It corresponds to the solution obtained after 5 iterations, when convergence was reached. For comparison, the WHGM prediction (sum of all water components) – up to degree 30 – is shown in Fig. 2b. The error spectra as a function of harmonic degree for the input geoid, the solution and the model are plotted in Fig. 2c. We note that the a posteriori errors of the solution are smaller (almost by a factor 10) than the model errors and GRACE input geoid errors. The a posteriori errors decrease with increasing degree up to degree 15, and then increase progressively, following the spectrum behaviour of a priori observed uncertainties. Fig. 2d and 2e show maps of the differences between the GRACE solution and the model, and the residual geoid based on the difference between the GRACE geoid and the geoid solution constructed using the solutions of the inversion for the four reservoirs (total soil water, snow, residual atmosphere and ocean). Fig. 2d shows positive signal in a number of regions, in particular over the Amazon basin, an indication that the GRACE solution contains more power than predicted by the model. The residual geoid map (Fig. 2e) is dominated by north–south strips of amplitude in the range ± 300 mm (equivalent water height). These strips are also seen in the input GRACE geoid and may result from a combination of noise and Gibbs oscillations associated with the spherical harmonic cut-off at degree 30. The fact that the residual geoid presents the same strips as in the input geoid is comforting. It means that the GRACE geoid noise was not incorporated into the solution and that the inversion process was efficient.

We further performed a series of tests – for April 2003 – to evaluate the robustness of the solution. The discussion here is limited to the land water storage solution. The tests concern different first guesses (for land water storage) as input (WGHM and LaD, and an extreme case with the first guess set to zero), an error-free model assumption (a priori covariance matrix C_M set to zero), a model error larger than the nominal case (covariance matrix C_M elements multiplied by 100), data errors set to zero, etc. The land water solution for the error-free model case is almost identical to the nominal solution while the large model error case provides a solution very close to the first guess (WGHM solution). The case with no error in the data gives rise to a very noisy (high-amplitude north–south strips) in the land water solution. Finally

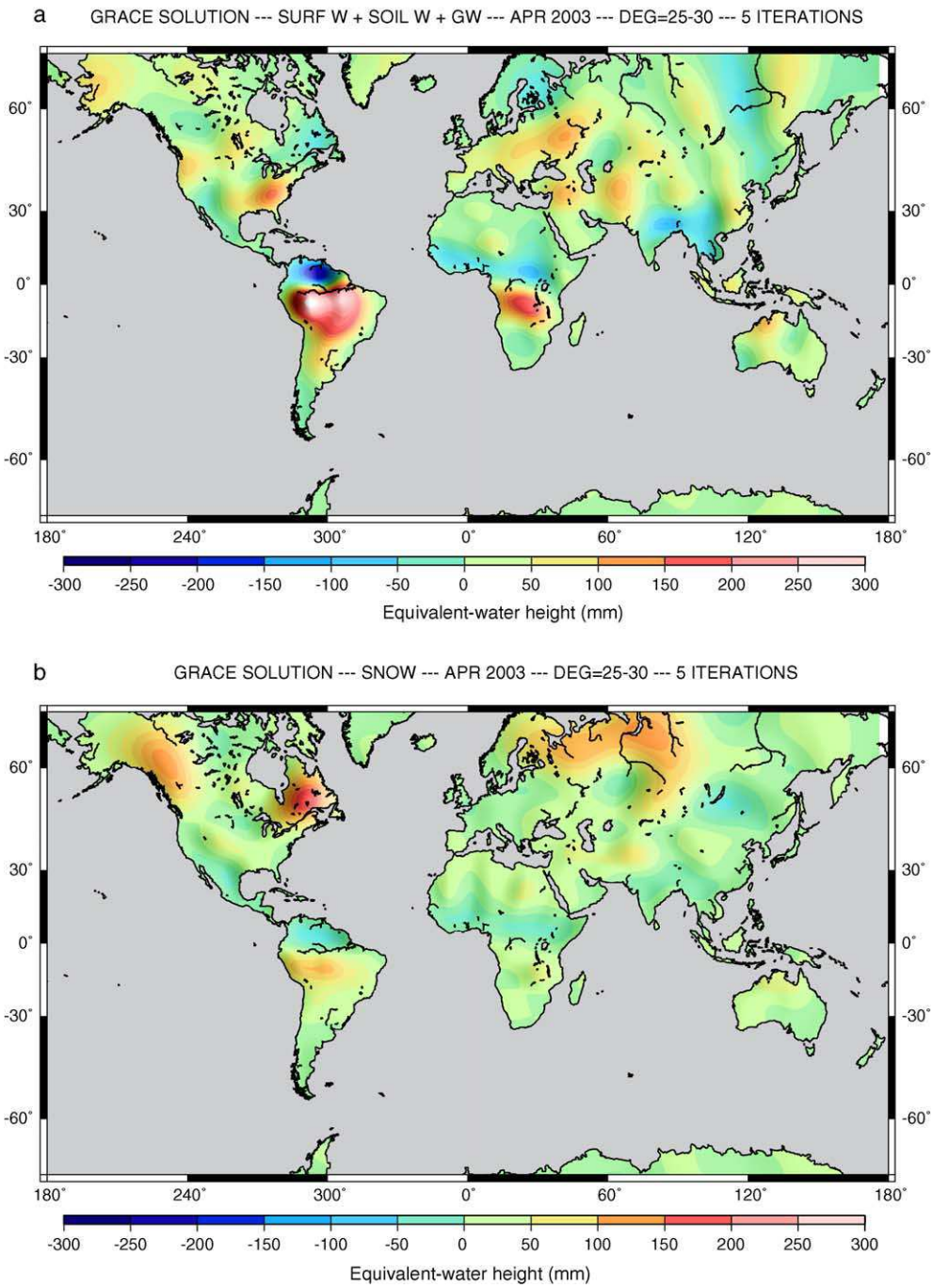


Fig. 3. Example of an efficient separation of hydrological components for April 2003 (5-iteration solutions, degree maximum 25–30): (a) total (liquid) water solution (surface waters + soil moisture + groundwater) and (b) snow depth solution.

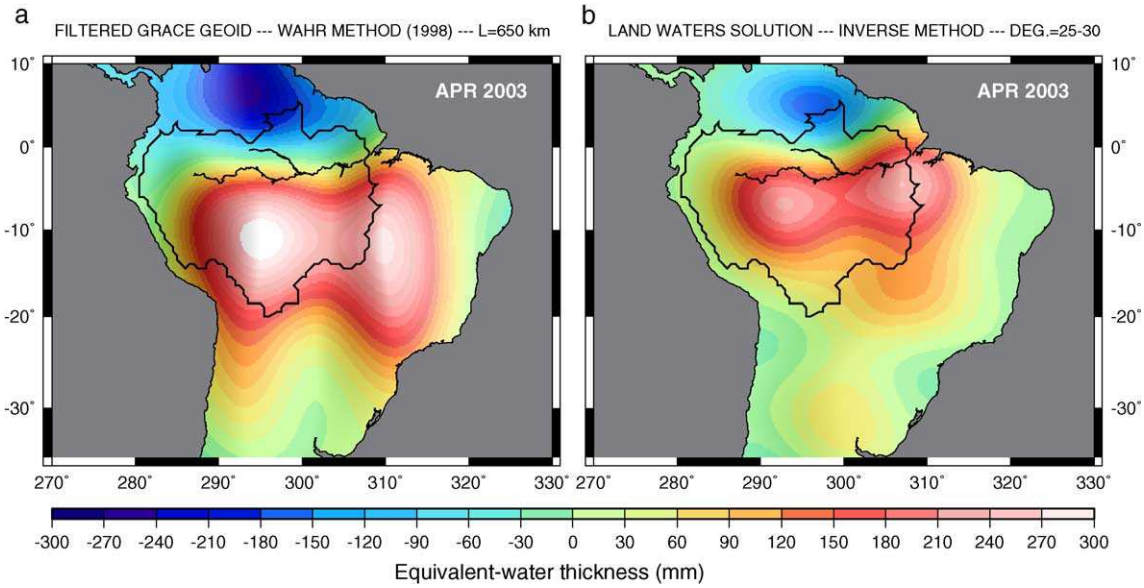


Fig. 4. Continental water storage variations over the Amazon basin for April 2003 derived using two approaches: (a) linear filtering from Wahr and Molenaar [4] (L = 650 km); (b) land water solution after 5 iterations using the proposed inverse method.

the case with first guess set to zero is interesting. After one iteration, the solution shows the familiar pattern of the nominal solution and model but the amplitudes of the water mass anomalies are on the average a factor of 2 smaller. After 10 iterations, the solution displays anomalies amplitudes in good agreement with the nominal case (Fig. 2f). We note, however, that the solution is slightly smoother (less short wavelength signal) than in the nominal case. This point needs further investigation. Finally, Fig. 2g presents the root mean square residuals between the GRACE geoid and the reconstructed geoid, as a function of iteration rank, for the nominal case, a case with LaD as first guess, and the case with the first guess set to zero. As expected, the convergence is slower when the first guess is set to zero. However, the three cases provide similar convergence behaviour after ~5 iterations.

We next present the individual solutions for liquid water (soil plus underground plus surface reservoirs) (Fig. 3a) and solid water (snow pack) (Fig. 3b). It appears that the inversion process does rather well in separating the liquid and solid water components, even though we note some contaminating signal in the snow map over the Amazon basin, which evidently should not be there. This means that some improvement in the inversion method is still needed.

3.5. Comparison with the results provided by the Wahr et al. [4] method

The approach we propose differs from the Wahr et al. filtering by the fact it is an inversion, which combines different a priori information (i.e. model forecasts, errors and GRACE observations) to improve iteratively a "first guess". The solution is linearly corrected by GRACE data through covariance matrices in space and time.

Early work of Jekeli [23] inspired Wahr and Molenaar [4] to propose a method based on the Gaussian averaging of the Stokes coefficients observed by GRACE to remove the effects of the noise at high harmonic degrees. Given the half-height length L, the Jekeli's smoothing operator J versus degree n is defined by an iterative relation:

$$J_0 = \frac{1}{2\pi}, J_1 = \frac{1}{2\pi}\left[\frac{1+\mathrm{e}^{-2b}}{1-\mathrm{e}^{-2b}}\right],$$
$$J_{n+1} = -\frac{2n+1}{b}J_n + J_{n-1} \tag{14}$$

where the parameter b is:

$$b = \frac{\ln 2}{1-\cos(L/R_\mathrm{e})}. \tag{15}$$

This filtering was also used by Tapley et al. [3] and Schmidt et al. [15] to compute the maps of the continental water storage changes from monthly GRACE geoids. These studies used a value of 750 km (degree 27) for L as a good compromise between spatial resolution and effect of noise. Wahr and Molenaar [4] predicting filter W_n to derive coefficients of equivalent-water from the geoid anomaly ones is:

$$W_n = \frac{3\rho_{\mathrm{W}}(1+z_n)}{\rho_{\mathrm{e}}(2n+1)} \tag{16}$$

where ρ_{e} is the mean Earth's density (~5517 kg/m^3). This latter operator is numerically equivalent to the one defined earlier in Eq. (5).

Fig. 4 presents results in the region of Amazon basin comparing this approach and ours over the Amazon basin for April 2003. For the Wahr et al. method, we used $L=650$ km, which corresponds to our cut-off harmonic degree (degree 30).

Amplitudes of the two maps are comparable, and range between ± 300 mm of equivalent-water height. However, differences are regionally important (the rms difference is 86.83 mm over the Amazon basin), and mainly due to a shift of the principal maxima of the water storage changes from one solution to the other. The inversion-derived solution shows more short-wavelength details, with the positive anomaly in closer agreement with the model predictions (see Fig. 2), more centred over the basin and less leakage on the oceanic areas.

4. Land water solutions from GRACE: results

4.1. Time series of monthly solutions

Six of the 20 monthly solutions for the total land water storage (sum of liquid water storage plus snow) are presented in Fig. 5a–f. These six maps correspond to the months of July 03, September 03, November 03, January 04, March 04 and May 04. The 20 solutions are based on the nominal case discussed in Section 3. Because the year 2003 is almost complete (only January and June are lacking), compared to the other 2 years, we restrict our discussion to that particular period. The largest signals are observed in large tropical river basins (Amazon and Orinoco basins in South America, Congo and Niger basins in Africa, Ganges and Bramhaputra basins in India) as well as in several river basins of the northern hemisphere (Mississippi basin in North America, Ob and Lena rivers basins in northeast Asia, Volga basin in eastern Europe). In high latitude regions, month to month changes are also clearly visible (Alaska, eastern and western Canada, northern Asia). In these high latitude regions, the observed signal results from the combined contributions of total soil water and snow. In general, the solutions agree well with the models as far as the geographical positions of the anomalies are concerned. In terms of relative amplitude, the solutions differ significantly from the models however, as do the models each other. We note however a better agreement with WGHM than with LaD (not shown). We computed maps of the differences between the GRACE solutions (total soil water plus snow) and the WGHM model (not shown, except for April 2003; see Fig. 2c). Amplitude differences of individual months can reach up to ± 100 mm in terms of water height. Comparisons with the individual solutions and model predictions indicate that there is no systematic underestimation by the model. It clearly depends on the region.

4.2. Seasonal cycle

From the individual monthly solutions available, we have constructed a seasonal cycle solution.

For that purpose, we assumed that the GRACE-derived changes of water continental mass $\delta q(\theta, \lambda, t)$ are the sum of a linear trend, a seasonal sinusoid (which pulsation is $\omega = \frac{2\pi}{T}$, with $T \sim 1$ year) and water mass residuals $\delta q^{\mathrm{RES}}(\theta, \lambda, t)$:

$$\delta q(\theta,\lambda,t) = [\alpha(\theta,\lambda)t + \beta(\theta,\lambda)] + [\xi(\theta,\lambda)\cos(\omega t + (\theta,\lambda))] + \delta q^{\mathrm{RES}}(\theta,\lambda,t) \tag{17}$$

The parameters which we adjusted for each grid point (θ, λ) are the linear trend (i.e. slope $\alpha(\theta, \lambda)$ and $\beta(\theta, \lambda)$), and then the seasonal cycle (i.e. amplitude $\xi(\theta, \lambda)$ and phase $\varphi(\theta, \lambda)$) after being corrected from the temporal trend. For this purpose, we used a least-squares fitting to solve the system:

$$\delta Q = \Phi \cdot X \tag{18}$$

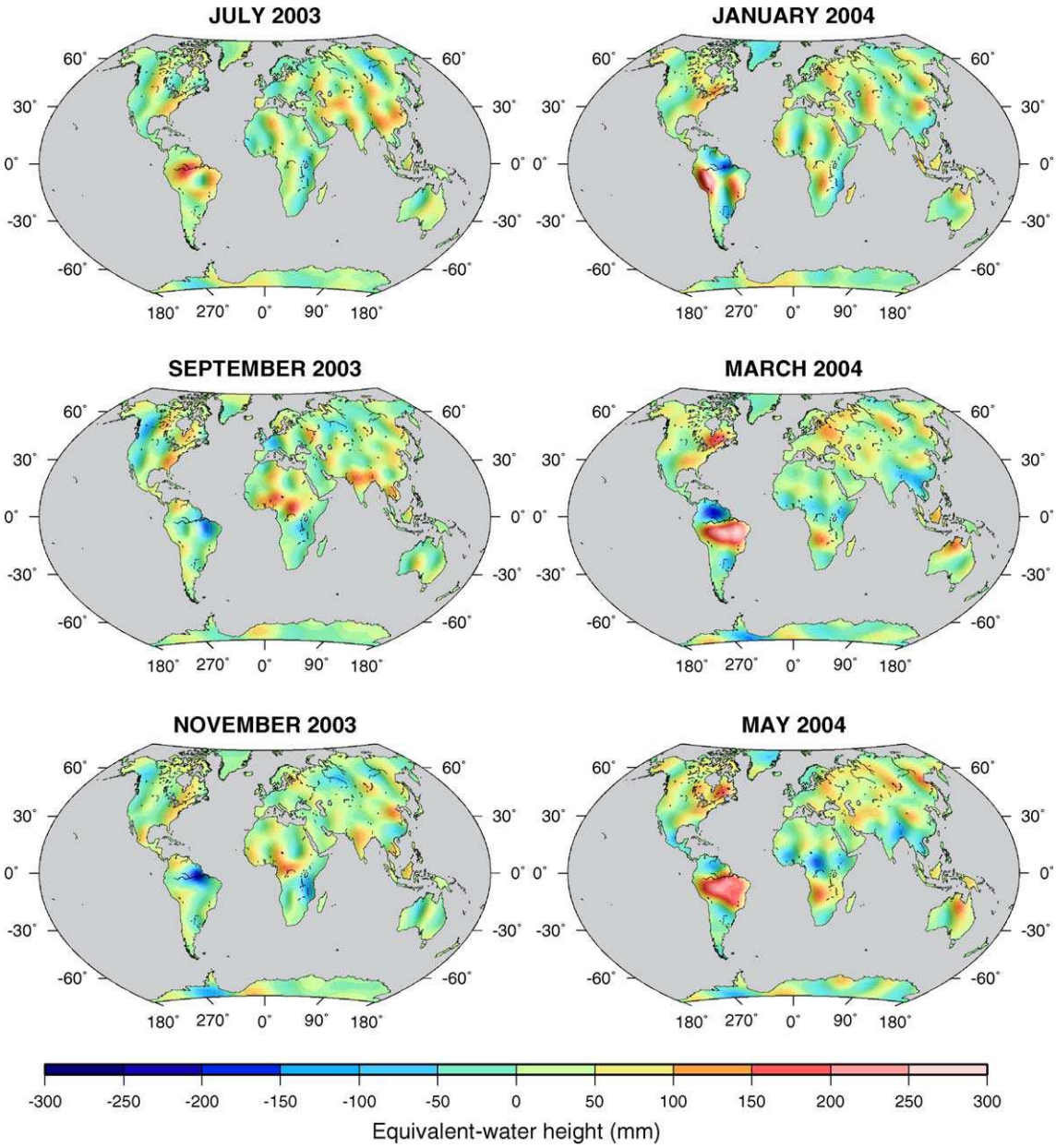


Fig. 5. Monthly land waters (sum of liquid water reservoirs and snow pack) solutions (after 5 iterations) for 6 months of the 20 computed solutions (nominal case).

where the vector δQ is the list of the GRACE-derived LW values, Φ and X are the configuration matrix and the parameter vector, respectively. The latter two terms are successively:

$$\Phi = \lfloor t_j \quad 1 \rfloor, \text{ and } X = [\alpha \quad \beta] \tag{19}$$

for adjusting the temporal trend, and:

$$\Phi = \lfloor \cos(\omega t_j) \ \sin(\omega t_j) \rfloor, \text{ and } X = [\xi\cos\varphi \ \ -\xi\sin\varphi] \tag{20}$$

for fitting the seasonal amplitude and phase at each grid point. In both cases, according to the least-

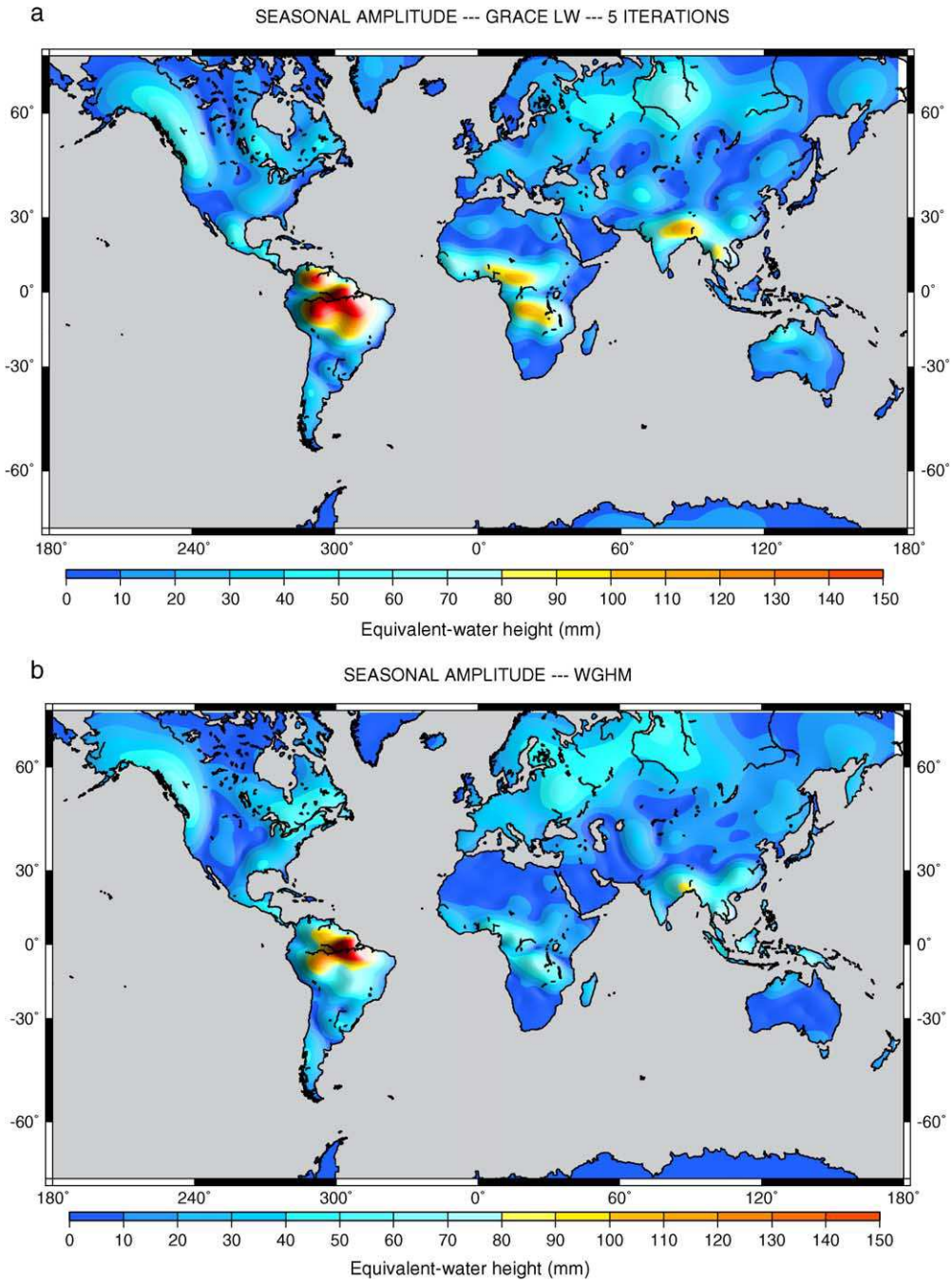


Fig. 6. Results of the least-squares adjustment of the seasonal amplitudes: (a) for land water storage from GRACE; and (b) for the WGHM model.

squares criteria, the solution vector of the system is:

$$X^{\mathrm{SOL}} = \left(\Phi^{\mathrm{T}}\Phi\right)^{-1}\Phi^{\mathrm{T}}\delta Q \tag{21}$$

The amplitude maps of the observed and model seasonal cycles are presented in Fig. 6a and b.

Looking at Fig. 6a and b, we note that the GRACE seasonal cycle presents in some regions higher amplitude than WGHM, principally in the tropical river basins. In South America, the maximum GRACE signal is located at the southern edge of the Amazon river while in the model, it coincides with the river. Moreover, the GRACE seasonal amplitude map clearly shows a large signal over the Orinoco basin, not seen in WGHM.

We further looked at the interannual signal. We first considered several couples of similar months of years 2002, 2003 and 2004 and computed the differences. In these cases, the signal is evidently smaller than at the seasonal time scale, but clear inter-annual anomalies are visible over several basins of the northern hemisphere (e.g., the Ob and Lena basins in Siberia) as well as over tropical basins (Orinoco, Amazon, Niger, Congo and Ganges).

5. Time-series of water volume change in large river basins

At a given month t, the regional variation of water volume $\delta V(t)$ over a given river basin S is the sum of the products of the GRACE-derived surface load δq_j, with $j=1, 2, \ldots$ (expressed in terms of equivalent-water height) inside S, by the elementary surface $R_e^2\delta\lambda\delta\theta\sin\theta_j$:

$$\delta V(t) = R_e^2\delta\lambda\delta\theta \sum_{j\in S}\delta q_j(\theta,\lambda,t)\sin\left(\theta_j\right) \tag{22}$$

where $\delta\lambda$ and $\delta\theta$ are the sampling grid steps along longitude and latitude, respectively. In practice, the points of S used in Eq. (22) are extracted over eight drainage basins located in the tropics (Amazon, Orinoco, Tocantins, Parana, Congo, Niger, Ganges and Mekong). The contour of each basin is based on masks of 0.5° resolution from Oki and Su [24]. The locations of the eight drainage basins are presented in Fig. 7. Fig. 8 displays the temporal water volume change – spatially averaged – over each basin for the 2 years. The predicted volume change from the WGHM model is also shown. We note in general good amplitude agreement with the model predictions for some basins: Amazon, Orinoco, Congo, Mekong.

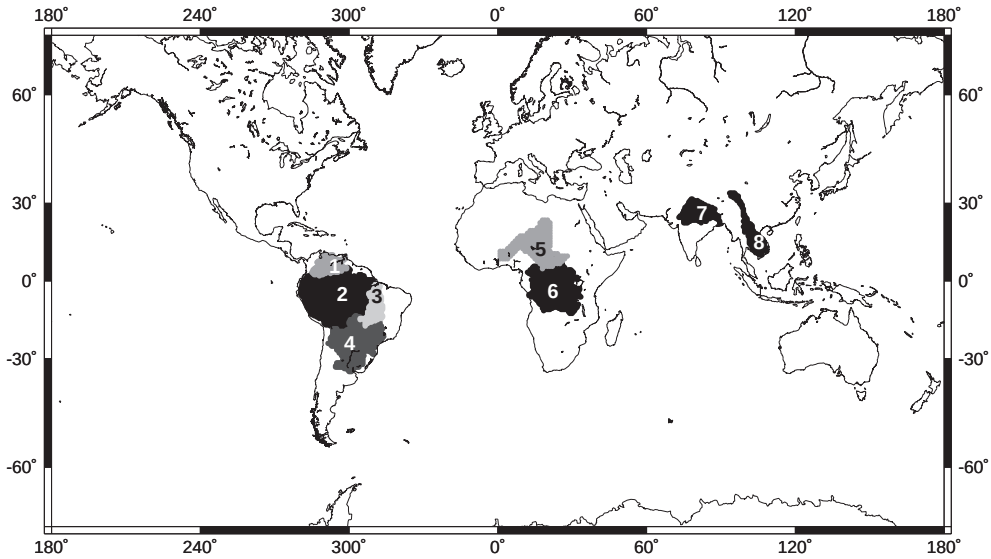


Fig. 7. Location maps of the eight studied drainage basins. 1: Orinoco; 2: Amazon; 3: Tocantins; 4: Parana; 5: Niger; 6: Congo; 7: Ganges; 8: Mekong.

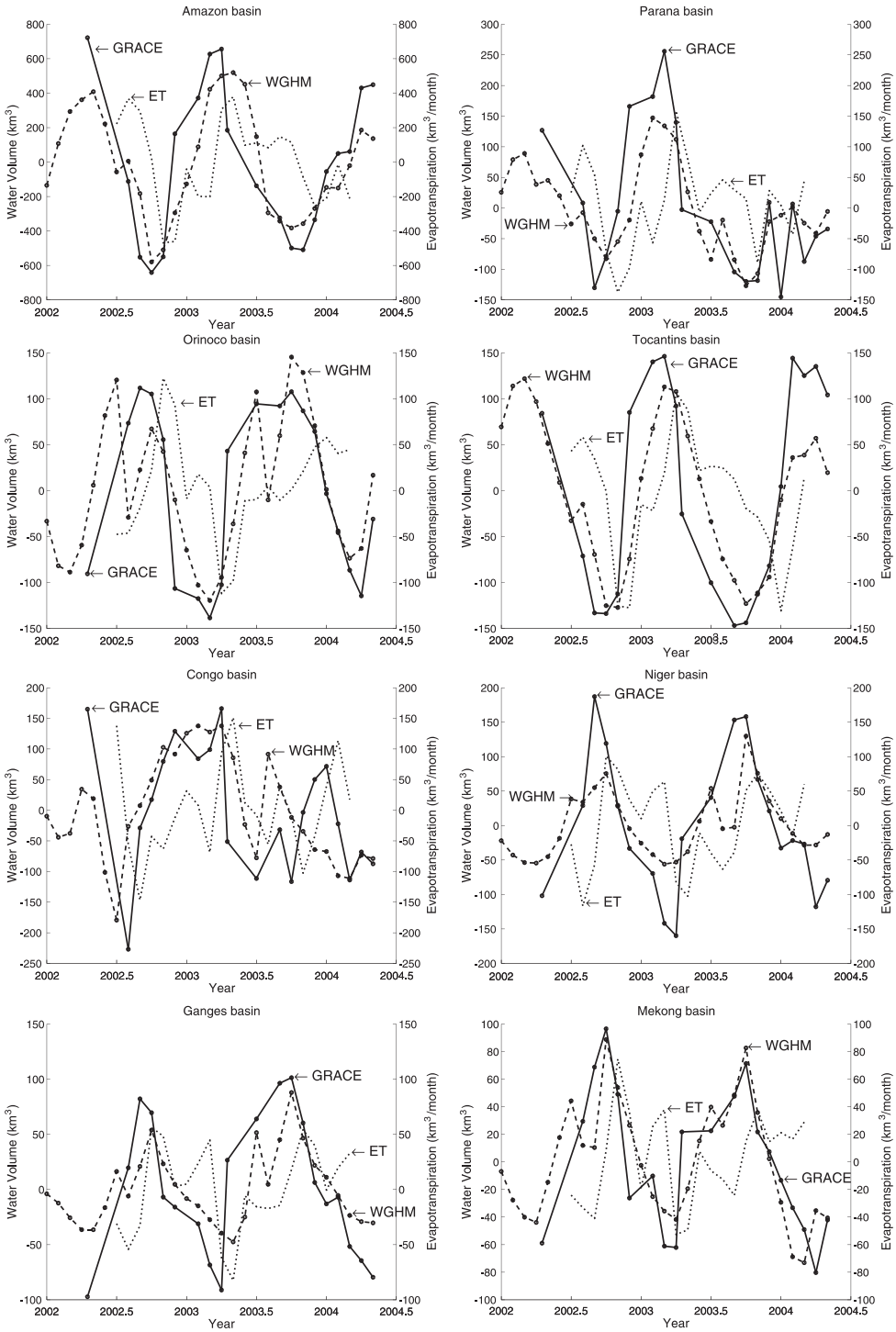


Fig. 8. Time series of total water volume (average over the basin area) based on GRACE (solid curve), on the WGHM model (dashed curve) and estimate the mean evapotranspiration (dotted curve), for each of the eight studied basins.

For the Tocantins and Parana basins, the GRACE-derived water volumes are larger than model predictions. Poor agreement is noticed for the Ganges and Niger basins. Additional model comparisons need to be performed in the future.

We further attempted to provide an estimate of the mean evapotranspiration for each basin. For that purpose, we considered the water mass budget equation:

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t} = P - E - R \tag{23}$$

with V: land water storage, P: precipitation, E: evapotranspiration, R: runoff. We computed the derivative, $\mathrm{d}V/\mathrm{d}t$, of the water volume change using the GRACE solutions, subtracted the precipitation P averaged over the basin (using data from the Global Precipitation Climatology Centre [25,26]), and further subtracted the mean runoff R over the basin using outputs of the WGHM model. Finally we estimated the evapotranspiration E. For each basin, mean (i.e., averaged over the basin area) evapotranspiration curve is superimposed to the observed and model volume curves in Fig. 8. Evapotranspiration is a key-component of hydrological budget at the local/regional scale. This parameter is presently poorly described due to lack of measurements and modelling complexity. Werth and Avissar [27] summarize the contradictions of several datasets of Amazonian evapotranspiration: Global Climate Models tend to produce an evapotranspiration cycle that follows the precipitation cycle – mostly during the rainy austral summer (December–February) and less during drier austral winter (June–August) – whereas models of evapotranspiration derived from observations of net surface radiation and atmospheric humidity provide a weak annual cycle that is out of phase with that of precipitation. Note however that the estimates of the mean evapotranspiration presented here for the Amazon basin are in relatively good agreement with the NCEP-derived evapotranspiration reported in [27], both in phase and amplitude. From the results presented in Fig. 8, we note that over equatorial basins (i.e. Amazon, Congo), the annual cycle is not well marked whereas a strong annual cycle is present in the tropical basins (i.e., Parana, Orinoco, Tocantins, Niger, Ganges and Mekong). Besides, the annual cycle of evapotranspiration appears correlated with the precipitation cycle in the latter regions. Over the Amazon basin, the annual mean evapotranspiration rate is of 600 km^3/month or 3.3 mm/day. These values can be compared with the modelled and observational estimates of Costa and Foley [28] who have found respectively 3.66 and 3.27 mm/day for the whole basin, 4.18 and 4.12 over the rain forest.

6. Conclusion

In this study, we present new solutions of time variations in continental water storage from the available GRACE geoids, over the period April 2002 to May 2004. These solutions, with a spatial resolution of 660 km, are based on a generalized least-squares inversion that combines different model and data errors information. The iterative version of the inversion scheme rapidly converges towards a unique land water solution. Moreover, the algorithm efficiently filters out the spurious undulations present in the input GRACE geoids. However, resolution and precision of the computed land water maps still need to be improved, hopefully when uncertainties on the observed GRACE coefficients (especially beyond degree 30) will be reduced. From monthly land water time series, we also estimate the temporal variation of the mean evapotranspiration over eight large drainage basins located in the tropics. It is based on the water balance equation and the use of observed precipitation and predicted runoff data. Since evapotranspiration remains a poorly known hydrological parameter (because neither well-measured nor modelled), its estimate based on monthly land water maps derived from GRACE represents an interesting contribution to global hydrology.

The entire series of maps of the 20 monthly “Land Waters” solutions can be downloaded from our laboratory web site: http://www.obs-mip.fr/umr5566/.

Acknowledgements

We thank the GRACE project for having made available the monthly GRACE geoids. We also thank C. Milly, P. Döll and J. Alcamo for providing us with global outputs of their hydrological models, as well as A. Tarantola and an anonymous reviewer for helpful comments. One of us (FF) benefited from a CNES-ALCATEL SPACE PhD grant.

References

[1] G. Ramillien, A. Cazenave, O. Brunau, Global time-variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry, Geophys. J. Int. 158 (2004) 813–826.

[2] B.D. Tapley, S. Bettadpur, M. Watkins, C. Reigber, The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results, Geophys. Res. Lett. 31 (2004) L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

[3] B.D. Tapley, S. Bettadpur, J.C. Ries, P.F. Thompson, M. Watkins, GRACE measurements of mass variability in the Earth system, Science 305 (2004) 503–505.

[4] J. Wahr, M. Molenaar, Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, J. Geophys. Res. 103 (B12) (1998) 30205–30229.

[5] M. Rodell, J.S. Famiglietti, Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field, Water Resour. Res. 35 (9) (1999) 2705–2723.

[6] N.I. Ducoudré, K. Laval, A. Perrier, SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land atmosphere interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model, J. Clim. 6 (2) (1993) 248–273.

[7] H. Douville, E. Bazile, P. Caille, D. Giard, J. Noilhan, L. Peirone, F. Taillefer, Global Soil Wetness Project: forecast and assimilation experiments performed at Meteo-France, J. Meteorol. Soc. Jpn. 77 (1999) 305–316.

[8] H. Douville, F. Chauvin, Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions; a preliminary study, Clim. Dyn. (2000) 16719–16736.

[9] P.C.D. Milly, A.B. Shmakin, Global modeling of land water and energy balances: 1. The Land Dynamics (LaD) model, J. Hydrometeorol. 3 (2002) 283–299.

[10] T. Ngo-Duc, J. Polcher, K. Laval, A 53-year forcing data set for land-surface models, J. Geophys. Res. 110 (2005) D06116, doi:10.1029/2004JD005434.

[11] P. Döll, F. Kaspar, B. Lehner, A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, J. Hydrol. 270 (2003) 105–134.

[12] Y. Shao, A. Henderson-Sellers, Modeling soil moisture: a project for intercomparison of land surface parameterization schemes Phase 2(b), J. Geophys. Res. 101 (1996) 7227–7250.

[13] P.A. Dirmeyer, A. Dolman, N. Sato, The pilot phase of the Global Soil Wetness Project, Bull. Am. Meteorol. Soc. 80 (1999) 851–878.

[14] J. Wahr, S. Swenson, V. Zlotnicki, I. Velicogna, Time-variable gravity from GRACE: first results, Geophys. Res. Lett. 31 (2004) L11501, doi:10.1029/2004GL019779.

[15] R. Schmidt, F. Flechtner, Ch. Reigber, P. Schwintzer, A. Güntner, P. Doll, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochman, J. Wunsch, GRACE observations of changes in continental water storage, Glob. Planet. Change (in press) 18, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.11.018.

[16] A. Tarantola, Inverse Problem Theory, Elsevier, Amsterdam, 1987, 613 pp.

[17] G. Ramillien, Gravity/magnetic potential of uneven shell topography, J. Geod. 76 (2002) 139–149, doi:10.1007/s00190-002-0193-5.

[18] W.H. Heiskanen, H. Moritz, Physical Geodesy, W.H. Freeman and Co, San Francisco, 1967.

[19] D. Stammer, R. Tokmakian, A. Semtner, C. Wunsch, How well does a 1/4° global circulation model simulate large-scale oceanic observations? J. Geophys. Res. 101 (1996) 25799–25811.

[20] R. Tokmakian, Comparisons of time series from two global models with tide-gauge data, Geophys. Res. Lett. 23 (1996) 3759–3762.

[21] D. Stammer, C. Wunsch, R. Giering, C. Eckert, P. Heimbach, J. Marotzke, A. Adcroft, C.N. Hill, J. Marshall, The global ocean circulation during 1992–1997, estimated from ocean observations and a general circulation model, J. Geophys. Res. 107 (C9) (2002) 3118, doi:10.1029/2001JC000888.

[22] R.E. Kistler, et al., The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation, Bull. Am. Meteorol. Soc. 82 (2001) 247–267.

[23] C. Jekeli, Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field, Rep. 327. Dep. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State Univ., Columbus, 1981.

[24] T. Oki, Y.C. Su, Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—a global river channel network, Earth Interact. 2 (1) (1998) 1–37.

[25] B. Rudolf, H. Hauschild, W. Rueth, U. Schneider, Terrestrial precipitation analysis: operational method and required density of point measurements, in: M. Desbois, F. Desalmond (Eds.), Global Precipitations and Climate Change, NATO ASI Series I, vol. 26, Springer-Verlag, 1994, pp. 173–186.

[26] B. Rudolf, T. Fuchs, U. Schneider, A. Meyer-Christoffer, Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., p. 16.

[27] D. Werth, R. Avissar, The regional evapotranspiration of the Amazon, J. Hydrometeorol. 5 (2004) 100–109.

[28] M.H. Costa, J.A. Foley, Water balance of the Amazon Basin: dependence on vegetation cover and canopy conductance, J. Geophys. Res. 102 (D20) (1997) 23973–23989.

5.2 Estimation des masses d'eaux continentales

De nombreuses études ont montré qu'il était possible de détecter les fluctuations temporelles du contenu en eau des principaux bassins fluviaux [*Rodell et Famiglietti,* 1998 ; *Swenson et Wahr*, 2003 ; *Tapley et al.*, 2004 b]. La méthode développée par Ramillien et al. [2004] permet d'estimer les variations mensuelles du stock d'eau continental. Ce dernier peut lui-même être décomposé en un terme « eaux liquides » regroupant les eaux de surface et l'humidité du sol, et un terme neige. La Figure 7-3 illustre la variabilité inter-annuelle des solutions « eaux liquides », présente des cartes pour les mois d'avril-mai 2002, mai 2003 et mai 2004. L'analyse des solutions eaux liquides (cartes mensuelles de résolution ~660 km) montrent que les variations sont essentiellement annuelles, avec des amplitudes pouvant atteindre jusqu'à ± 300 mm en terme de hauteur d'eau équivalente dans les grands bassins équatoriaux et tropicaux, comme l'Amazone, le Congo ou le Gange (signal de mousson).

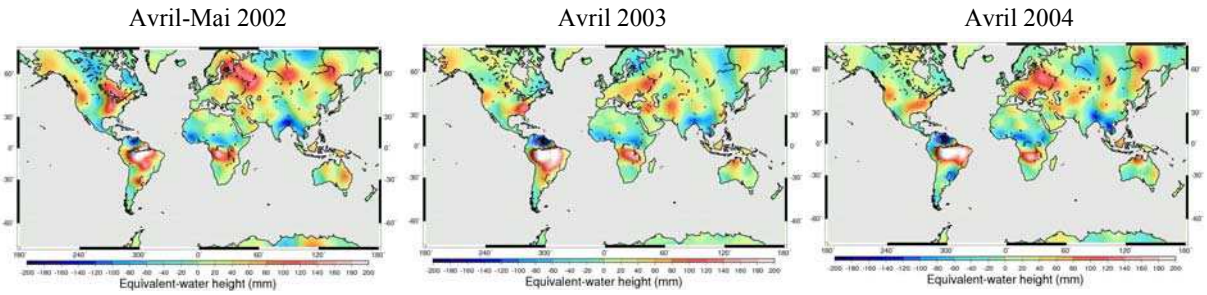


Figure 7-3: Solutions "eaux liquides" pour les mois d'avril-mai 2002, mai 2003 et mai 2004.

La composante annuelle du signal hydrologique a été estimée, en faisant l'hypothèse que les changements de masse des « eaux liquides » déduits des mesures de GRACE $\delta q(\theta, \lambda, t)$ étaient la somme d'une tendance linéaire, d'une sinusoïde et d'un résidu. La carte d'amplitude annuelle est présentée Figure 7-4.

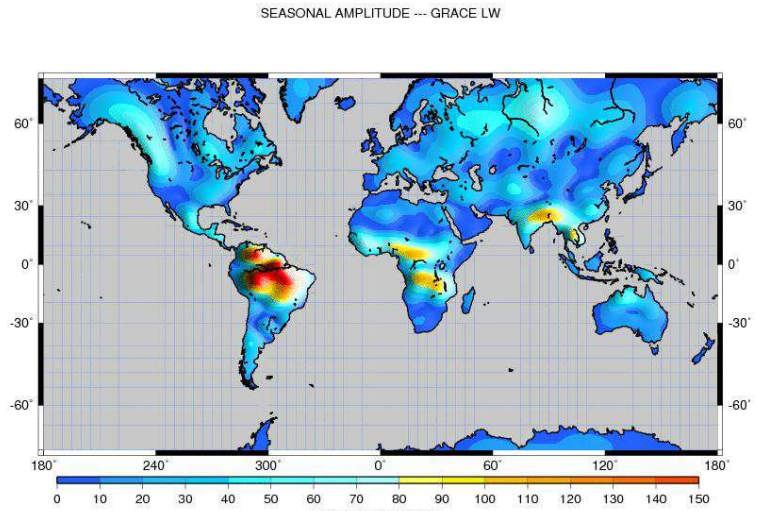


Figure 7-4: Carte du cycle saisonnier de la composante "eaux liquides".

Une étape de validation de ces solutions a été entreprise par comparaison avec les sorties de plusieurs modèles d'hydrologie globale (WGHM [*Döll et al.,* 2003], LaD [*Milly et Shmakin*, 2002] , ORCHIDEE [*Verant et al.*, 2004; *Krinner et al.*, 2005]) sur la période 2002-2004, à l'échelle globale et à l'échelle du bassin versant. Un bon accord existe entre les estimations issues de l'inversion des données GRACE et les modèles (Figure 7-5). Les écarts quadratiques moyens sont, quelque soit le modèle considéré, inférieurs à 60 mm hauteur équivalente d'eau et meilleur en hiver qu'en été. Les meilleurs résultats de comparaison sont obtenus avec le modèle ORCHIDEE.

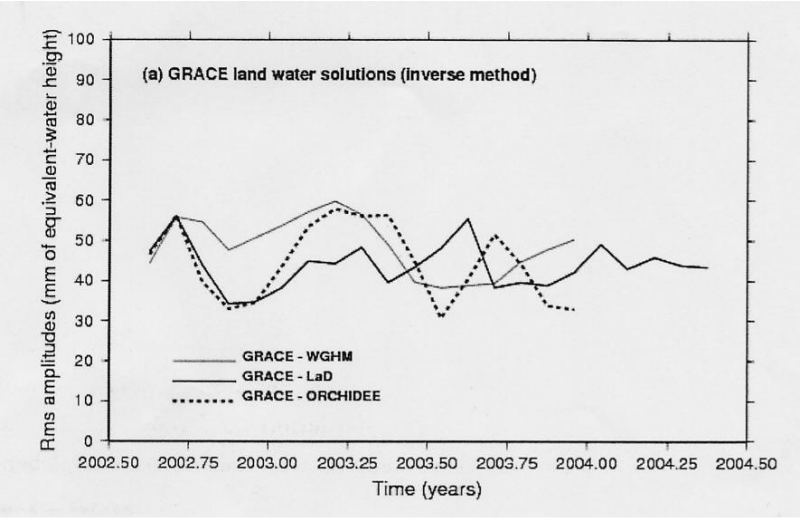


Figure 7-5: Ecarts quadratiques entre les solutions "eaux liquides" issues de GRACE et différents modèles sur l'ensemble du globe.

Des séries temporelles de variations de masse (ou de volume) d'eau ont été calculées à partir des cartes mensuelles, pour plusieurs grands bassins versants. Chaque mois, la variation de volume d'eau $\delta V(t)$, à l'intérieur d'un basin de surface S, est la somme des produits des variations de masse déduites des mesures GRACE δq_j, avec $j=1, 2, \ldots$ (exprimées en hauteur équivalente d'eau) par la surface élémentaire $R_e^2\, \delta\lambda\, \delta\theta\, sin\theta_j$:

$$\delta V(t) = R_e^{\,2}\delta\lambda\delta\theta \sum_{j\in S} \delta q_j(\theta,\lambda,t)\sin(\theta_j) \qquad \text{(Eq. 7-2)}$$

où $\delta\lambda$ et $\delta\theta$ sont les pas de grille en longitude et latitude et R_e le rayon moyen de la Terre (~6378 km). Les points de S utilisés dans Eq. 7-2 proviennent de masques de 0,5° de résolution, fournis par Oki et Sud [1998].

A l'échelle régionale ces séries temporelles de variations de volume d' « eaux liquides » (Figure 7-6) sont en accord avec celles issues des modèles globaux, avec des erreurs quadratiques de l'ordre de 30 à 40 mm.

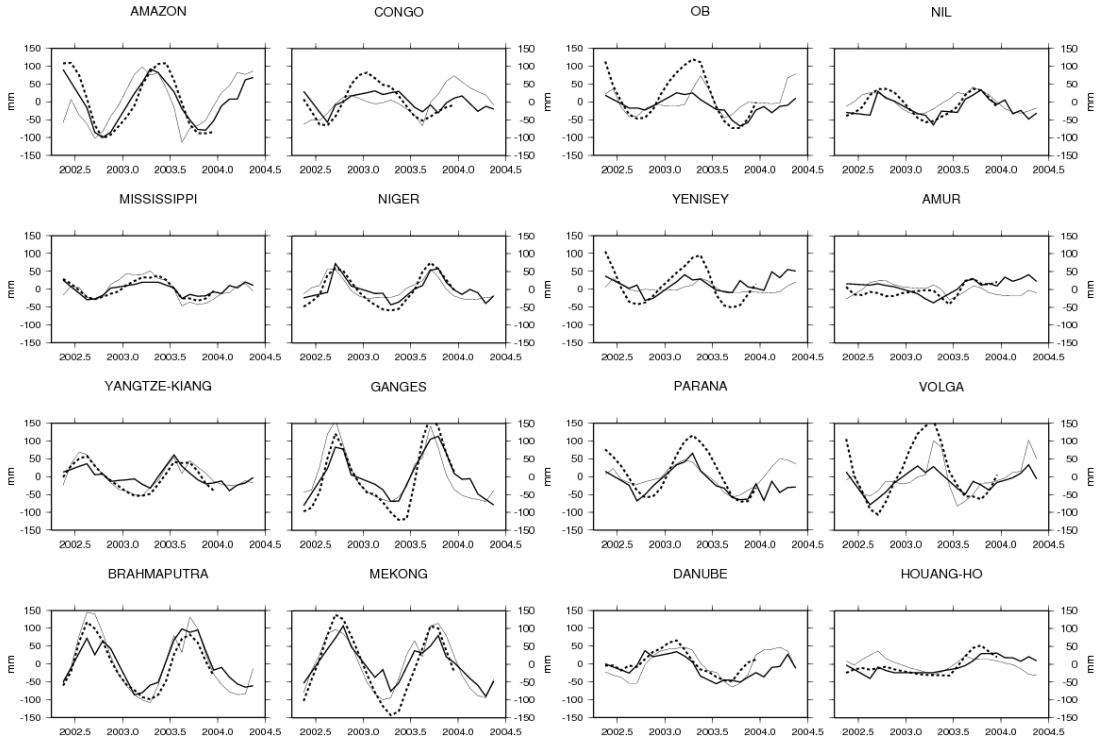


Figure 7-6:Séries temporelles de variations de volume d'eau dans 16 grands bassins fluviaux. En noir les estimations de GRACE, en pointillés de LaD et en gris de WGHM.

L'accord entre les séries temporelles de GRACE et celles des modèles est fonction de la localisation géographique du bassin et de sa taille. De plus fortes différences sont observées

pendant l'hiver sur les bassins des hautes latitudes, couverts par la neige, comme la Volga, l'Ob ou la Yenissey. De possibles contaminations des solutions « eaux liquides » par du signal lié à la neige est plausible. Concernant la taille du bassin, la résolution des données GRACE ne permet pas la détection des petites structures. La taille minimale critique des bassins étudiés est de l'ordre de 250 000 km².

Une première comparaison entre les variations totales de volume d'eau observées par GRACE et les variations d'eau de surface estimées par combinaison des mesures altimétriques d'ERS-1&2 et d'ENVISAT et des images satellitaires SPOT/VGT (cf. chap. 5), a été réalisée sur le bassin du Mékong, pour la période mai 2002 – avril 2004 (Figure 7-7). Les eaux de surface présentent des variations en phase avec celles des "eaux liquides" déduites de GRACE. Cet accord est particulièrement bon pendant les périodes de décrue et de minima d'eau. Il convient de rappeler que GRACE mesure l'intégralité du contenu en eau des sols, à savoir les eaux de surface, l'humidité des sols et les nappes. En outre, étant donné la résolution spatiale des données GRACE (~ 660 km), les variations de stock d'eau ont été calculées sur l'ensemble du basin du Mékong, tandis que les eaux de surface l'ont été sur la partie basse du bassin.

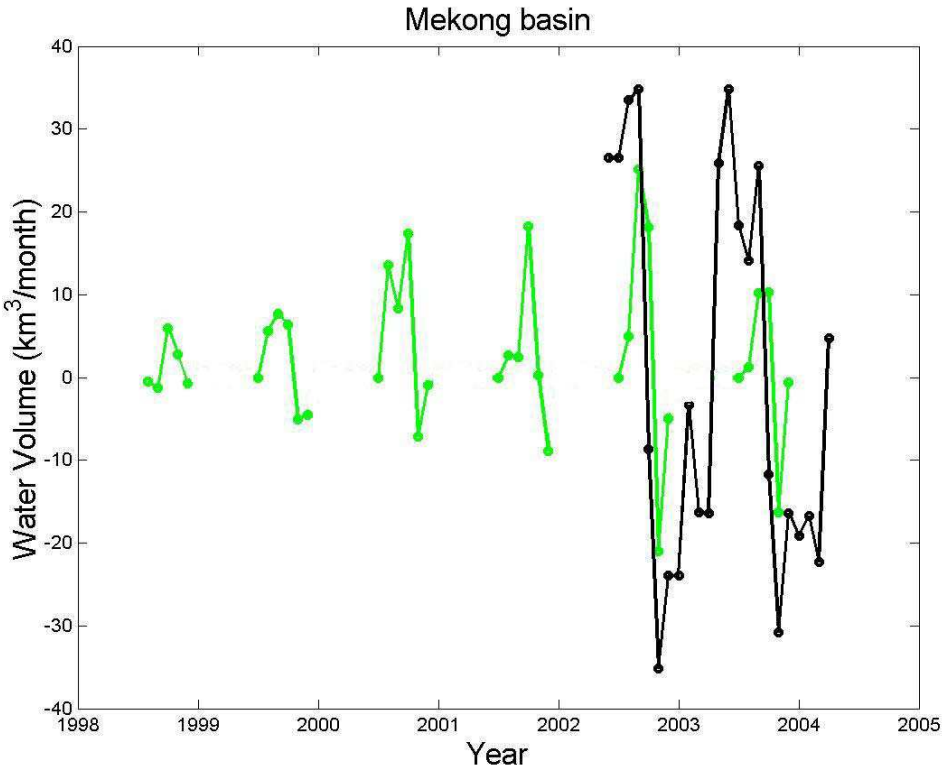


Figure 7-7:Variations mensuelles de volume d'eau.

En vert les eaux de surfaces. En noir la totalité du stock d'eau.

5.3 Estimation des masses de neige aux latitudes boréales

Résumé : Le manteau neigeux est une composante importante du système climatique. Le réchauffement global sans précédent qui a débuté au milieu des années 80, a eu pour conséquence, dans les régions boréales, une diminution du manteau neigeux particulièrement sensible en Eurasie [*Brown,* 2000*; Mognard et al.*, 2003]. En dépit de leur importance, les processus climatiques des régions boréales et arctiques sont assez mal connus en raison de l'immensité des zones à observer et des difficultés d'accès de ces régions, de conditions météorologiques extrêmes et de la faible densité des stations de mesure in-situ.

La méthode inverse mise au point par Ramillien et al. [2004] permet d'estimer des anomalies mensuelles de masse de neige à partir des géoïdes de la mission de gravimétrie spatiale GRACE. En raison de la résolution spatiale des solutions "neige" issues de cette méthode (~660 km), les mesures in-situ ne sauraient être utilisées. En revanche, cette résolution est adaptée à la comparaison avec les sorties des modèles hydrologiques globaux et des estimations déduites de mesures satellitaires. Des comparaisons ont pu être effectuées avec les sorties des modèles WGHM, LaD, du système d'assimilation GLDAS et des estimation de hauteur de neige fourni par le satellite micro-onde Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). Les résultats de ces comparaisons sont présentés sous forme de cartes d'écart quadratique moyen entre GRACE et les modèles/observations sur les régions boréales et en terme séries temporelles de variation de volume de neige pour quatre grands bassins boréaux (Ob, Yenisey, McKenzie, Yukon).

Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002–2004)

Frédéric Frappart, Guillaume Ramillien, Sylvain Biancamaria, Nelly M. Mognard, and Anny Cazenave

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566, CNES/CNRS/IRD/UPS, Toulouse, France

Received 28 September 2005; revised 30 November 2005; accepted 8 December 2005; published 20 January 2006.

[1] Since March 2002, the GRACE mission provides monthly global maps of geoid time-variations. These new data carry information on the continental water storage, including snow mass variations, with a ground resolution of ~600–700 km. We have computed monthly snow mass solutions from the inversion of the 22 GRACE geoids (04/2002–05/2004). The inverse approach developed here allows to separate the soil waters from snow signal. These snow mass solutions are further compared to predictions from three global land surface models and snow depths derived from satellite microwave data. We find that the GRACE solutions correlate well with the high-latitude zones of strong accumulation of snow. Regional means computed for four large boreal basins (Yenisey, Ob, Mac Kenzie and Yukon) show a good agreement at seasonal scale between the snow mass solutions and model predictions (global rms ~30–40 mm of equivalent-water height and ~10–20 mm regionally). **Citation:** Frappart, F., G. Ramillien, S. Biancamaria, N. M. Mognard, and A. Cazenave (2006), Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002–2004), *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L02501, doi:10.1029/2005GL024778.

1. Introduction

[2] The snow pack is an important component of the climate system. Over the boreal regions, the unprecedented global warming of the 1980s has been accompanied by a retreat of the mean annual snow cover that is particularly important in Eurasia [*Brown*, 2000; *Mognard et al.*, 2003]. Unfortunately, climate-related processes of the boreal and arctic regions are poorly observed, partly because of the enormous size and remoteness of the regions, the adverse environmental conditions and the sparse surface weather station network.

[3] In March 2002, a new generation of gravity missions was launched: the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) space mission [*Tapley et al.*, 2004a, 2004b]. The main application of GRACE is to quantify the terrestrial hydrological cycle through measurements of geoid (i.e., gravity field) variations, which represent over land the vertically-integrated water mass changes inside aquifers, soil, surface reservoirs and snow pack, with a precision of a few mm in terms of water height and a spatial resolution of ~500–700 km [*Wahr and Molenaar*, 1998; *Rodell and Famiglietti*, 1999; *Swenson et al.*, 2003].

Copyright 2006 by the American Geophysical Union.
0094-8276/06/2005GL024778$05.00

[4] An iterative inverse approach for unraveling the contributions of the different continental water storage to the time-varying gravity field measured has been recently developed by *Ramillien et al.* [2004], and applied to the observed monthly GRACE geoids [*Ramillien et al.*, 2005], recently released by CSR and GFZ [*Tapley et al.*, 2004a]. This inverse method approach, described in details by *Ramillien et al.* [2004, 2005] produces separate series of monthly liquid water and snow solutions at maximum degrees of 25–30 (spatial resolution of ~660 km) for the period April 2002 to May 2004.

[5] Because of the scale of snow pack variability, *in-situ* snow measurements cannot be used to assess the snow mass anomalies derived from GRACE geoids while the resolution of global land surface models and satellite-derived snow depth estimates is adapted to the coarse resolution of GRACE. This paper presents the two-year time-series of 22 monthly snow mass solutions. For validation, we compared these GRACE-derived snow mass anomalies with the anomalies from outputs of three different global land surface models and satellite microwave data. Maps of rms differences between GRACE and models or microwave data are computed as well as regionally integrated time-series of snow volume for four large boreal basins (Ob, Yenisey, McKenzie, Yukon).

2. Available Snow Mass Data Sets

[6] For comparison with GRACE, two data sources are used: satellite microwave observations from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and outputs from global land surface models. Several land surface models provide global snow mass expressed in mm of water equivalent thickness (in the followings, we use the abbreviation wet). Here, we use: the Water GAP Global Hydrology Model (WGHM) [*Döll et al.*, 2003], the Land Dynamics model (LaD) [*Milly and Shmakin*, 2002] and the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) [*Rodell et al.*, 2004].

2.1. WGHM Model

[7] The WGHM model computes 0.5° × 0.5° gridded time series of monthly runoff and river discharge and is tuned against time series of annual river discharges measured at 724 globally distributed stations. It also provides monthly grids of snow and soil water. The effect of snow is simulated by a simple degree-day algorithm. Below 0°C, precipitations fall as snow and are added to snow storage. Above 0°C, snow melts with a rate of 2 mm/day per degree in forests and of 4 mm/day in case of other land cover types.

These monthly data are available from January 2002 to June 2004.

2.2. LaD Model

[8] The LaD model provides monthly $1^\circ \times 1^\circ$ gridded time series of surface parameters estimated from January 1980 to April 2004. For each grid-cell of the model, the total water storage is composed of three stores: a snowpack, a root-zone and a groundwater store. We used the monthly $1^\circ \times 1^\circ$ maps of snow mass (mm of wet).

2.3. GLDAS

[9] GLDAS, which is an uncoupled land surface modelling system used for climate analysis, is forced by real time outputs of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis, satellite data and radar precipitation measurements. Parameters are deduced from high-resolution vegetation, soil coverage and ground elevation data. The data assimilation process is performed by one-dimensional Kalman filtering strategy to produce optimal fields of surface parameters. Nominal spatial and temporal resolutions of the grids are 0.25 degree and 3 hours respectively, and all fields are defined for all land north of −60 deg. Monthly $1^\circ \times 1^\circ$ means of snow mass (mm of wet), from the NOAH land surface model [*Koren et al.*, 1999] driven by GLDAS, were interpolated from these nominal 3-hour outputs from 01/2002 to 05/2004.

2.4. SSM/I Microwave Measurements

[10] Passive microwave sensors provide information on both snow extent and depth independently of solar illumination and cloud cover. The *Chang et al.* [1987] static algorithm was used to derive snow depth fields from radiances measured by SSM/I. The National Snow and Ice Data Centre (NSIDC) provided the SSM/I data mapped to the Equal Area SSM/I Earth Grid (EASE-Grid [*Armstrong et al.*, 1994]), with a 25×25 km^2 resolution from January 2002 to November 2003. These daily fields of snow depth were averaged over a month and $1^\circ \times 1^\circ$ and converted to mass (mm of wet) using the ratio of density between snow and water with a large-scale averaged snow density of 300 kg/m^2.

2.5. GRACE-Derived Snow Mass Solution

[11] Monthly snow mass solutions derived from the 22 CSR (Center for Space Research, Austin, Texas) GRACE geoids were computed by *Ramillien et al.* [2005] for the period April 2002–May 2004. These solutions were truncated at degrees 25–30 (i.e., spatial resolution of ~660 km) to minimize the effect of noise in the GRACE data at short wavelengths [*Tapley et al.*, 2004a]. According to the method presented earlier by *Ramillien et al.* [2004], the computation of these snow mass solutions consists of improving iteratively the input coefficients ("first guess") of a global land surface model (e.g., WGHM), using the GRACE observations as constraints. These estimated snow mass solutions were then converted into water mass coefficients (expressed in mm of wet) by a simple isotropic filtering [*Wahr and Molenaar*, 1998; *Ramillien*, 2002] that takes the elastic compensation of the Earth's surface into account. Associated *a posteriori* uncertainties on these estimated coefficients were also computed during the inversion.

3. Deriving Time-Series of the Snow Mass From GRACE/Model S/SSMI Data

[12] For comparison, we selected the GRACE period from May 2002 to May 2004 for the models outputs and the SSM/I data (when the data were available). We developed these data in spherical harmonics and used the same cut-off degree (25–30) as for GRACE. The GRACE data were linearly interpolated for the same monthly period.

3.1. Data Representation on the Terrestrial Sphere

[13] A surface load variation $\delta q(\theta, \lambda, t)$ that represents the global map of snow mass anomaly and depends upon co-latitude θ, longitude λ and time t can be expanded in surface spherical harmonic coefficients to a maximum degree N:

$$\delta q(\theta, \lambda, t) = \sum_{n=1}^{N} \sum_{m=0}^{n} [\delta C_{nm}(t) \cos(m\lambda) + \delta S_{nm} \sin(m\lambda)] P_{nm}(\cos\theta) \tag{1}$$

where n and m are the degree and order respectively, P_{nm} is the associated Legendre function, and $\delta C_{nm}(t)$ and $\delta S_{nm}(t)$ are the normalized coefficients of the harmonic decomposition (units: mm of equivalent-water thickness).

[14] Each monthly map provided by the WGHM, LaD and GLDAS models or by SSM/I observations was expanded in spherical harmonic coefficients that are defined in (equation (1)), up to the maximum degree $N = 100$. Over oceans and snow-free land, data are set to zero before the spherical harmonic analysis.

3.2. Filtering of the Model Coefficients and SSM/I Data

[15] Monthly harmonic coefficients of the model outputs and SSM/I data were then low-pass filtered at the cutting degree of 25–30 (i.e., spatial resolution of ~660 km) to remain consistent with the spatial resolution of the starting snow mass GRACE solutions by multiplying $\delta C_{nm}(t)$ and $\delta S_{nm}(t)$ by this filter [*Ramillien*, 2002]:

$$W_n = \frac{2\pi G R_e \rho_W}{(2n+1)\overline{\gamma}}(1 + z_n) \tag{2}$$

where z_n represents the Love numbers used to take into account the elastic compensation of the Earth to the surface load. $\overline{\gamma}$ is the normal gravity on the reference ellipsoid (~9.81 m/s^2), G (~6,67.10^{-11} m^{3}kg^{-1}s^{-2}) is the gravitational constant, R_e (~6378 km) is the mean Earth's radius and ρ_W (~1000 kgm^{-3}) is the mean water density. For each type of data, we computed a mean snow map for 2002–2003. This mean was further removed to the monthly maps to compute anomalies.

3.3. Computation of the Snow Volume Time-Series

[16] The spherical harmonic analysis of snow mass anomaly grid δq from δC_{nm} and δS_{nm} coefficients was

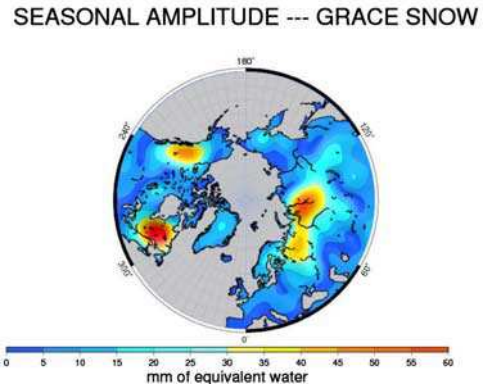


Figure 1. Map of the fitted seasonal amplitudes of snow mass anomaly according to the inversion of the GRACE geoids.

produced for each month using equation (1). For a given monthly period t, the mean geographical value of snow mass volume $\delta V(t)$ over a given river basin A is simply computed from the snow load δq_j, with $j = 1, 2, \ldots$ (expressed in terms of equivalent-water height) representing the index of the considered points inside basin A, and the elementary surface $R_e^2\ \delta\lambda\ \delta\theta\ \sin\theta_j$:

$$\delta V(t) = R_e^2 \sum_{j \in A} \delta q_j(\theta, \lambda, t) \sin\theta_j \delta\lambda \delta\theta \tag{3}$$

where $\delta\lambda$ and $\delta\theta$ are the grid steps in longitude and latitude respectively (generally $\delta\lambda = \delta\theta$). In practice, all points of A used in equation (3) are extracted over the four drainage basins. The geographical contour of each basin is based on masks of 0.5° resolution from *Oki and Sud* [1998].

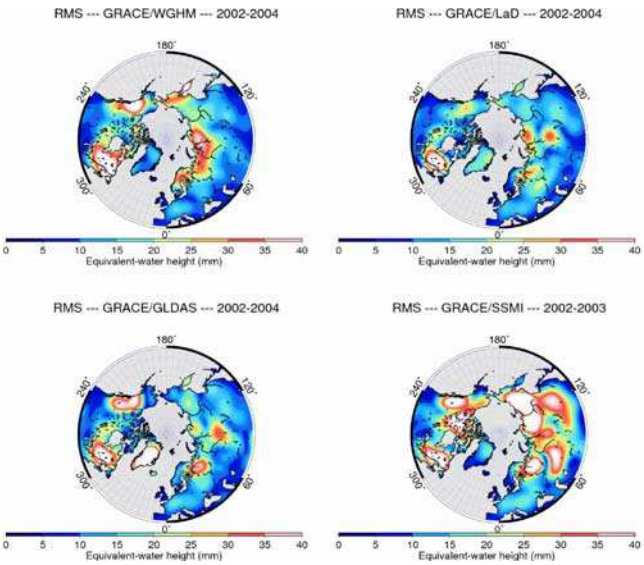


Figure 2. Maps of the root-mean square (rms) differences between the GRACE-derived snow mass anomaly and the outputs of WGHM, LaD and GLDAS models and SSM/I data.

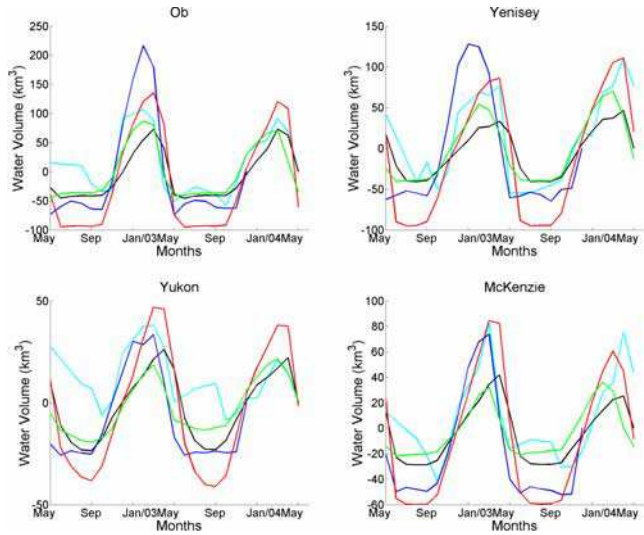


Figure 3. Time series of snow volume changes for four arctic drainage basins: Ob, Yenisey, MacKenzie, Yukon: GRACE-derived snow volume variations (light blue), LaD (black), SSM/I (blue), WGHM (red), GLDAS (green). The mean error on GRACE derived snow mass anomalies is 0.9, 0.8, 0.4 and 1.1 km^3 for the Ob, Yenisey, Yukon and McKenzie basins respectively.

4. Results and Discussion

[17] To analyse the series of snow mass anomaly maps (expressed in water equivalent thickness), the temporal trend and the seasonal amplitude were successively fitted by least-square adjustment at each grid point. Figure 1 presents the seasonal amplitude of the snow anomaly derived from GRACE over the boreal regions. In agreement with the USAF Environmental Technical Applications Center (USAF/ETAC) snow depth climatology [*Foster and Davy*, 1988] and with large scale snow accumulation patterns, the GRACE maximum amplitude features are located in the Quebec and the northern part of the Rocky Mountains for North America, and in the Svernaya Dvina and Ob river basins, reaching ~60 mm of equivalent water height. Important interannual variations are observed on the snow anomaly maps, and the spatial patterns of snow cover and snow maxima location vary from year to year. To compare GRACE with the models outputs and the SSM/I estimates, we computed the maps of the root mean-square (RMS) differences between the GRACE-derived snow mass anomalies and the anomalies provided by the models (GLDAS, WGHM and LaD) and the SSM/I data (Figure 2). These differences were estimated for the northern hemisphere winter period of 2002–2004 (i.e., November–April). The maximum RMS values are lower than 35 mm, 41 mm, 33 mm, 50 mm with the GLDAS, WGHM and LaD models and SSM/I-derived snow mass signals respectively. These values have to be compared with snow annual variations of 300 mm (rms error <14%). Extreme errors are located in the regions of maximum snow accumulation for the three models, and in the regions of

Table 1. Root-Mean Square (rms) Differences Between GRACE Snow Mass Anomalies and Microwave Observations or Model Snow Mass Outputs (mm)

	GRACE-LaD	GRACE-WGHM	GRACE - GLDAS	GRACE-SSM/I
Ob	14	14	14	17
Yenisey	19	17	19	25
Mac Kenzie	13	15	17	24
Yukon	11	14	18	16

depth hoar formation for SSM/I. A better agreement is obtained with GLDAS and LaD models than with WGHM outputs and SSM/I observations. These large differences can be explained by the simplistic scheme for deriving snow accumulation in WGHM model [*Döll et al.*, 2003] and by the lack of reliability of the static algorithm used to retrieve the SSM/I snow depth [*Mognard and Josberger*, 2002].

[18] Time-series of the snow volume anomaly were obtained using equation (3) over four main Arctic drainage basins (Ob and Yenissey in Siberia, Yukon and Mac Kenzie in North America). Figure 3 presents the snow mass time-series from GRACE and from the WGHM, LaD and GLDAS models and SSM/I data. A good agreement is observed between GRACE snow mass estimation and the model outputs at seasonal scale, while for SSM/I important phase differences are found over the four basins as well as amplitude differences over the Eurasian basins. The errors on the snow mass anomaly include leakage errors (that we cannot evaluate) and uncertainties on GRACE processing. This latter error includes the measurements errors and the *a posteriori* uncertainties on the inverse method. For each period and basin, the error on snow mass anomalies are approximately 0.4 and 1 km^3. Results of the numerical comparison for the different basins are presented in Table 1. Regionally, the RMS differences between the GRACE snow mass anomalies and the model and SSM/I profiles ranges from 11 to 25 mm, suggesting that the GRACE snow anomalies amplitudes remain very comparable to model fields and SSM/I observations, especially at the seasonal time-scale for all the chosen basins.

5. Conclusion

[19] In this study, we present new solutions of time-variations in snow water equivalent storage from the inversion of the GRACE geoids (spatial resolution of ~660 km).

[20] The GRACE estimated seasonal amplitude of snow mass agrees with the USAF/ETAC snow climatology. This provides a high degree of confidence in the ability of GRACE to correctly retrieve snow parameters, which are not correctly estimated with the classical SSM/I satellite retrieval [*Grippa et al.*, 2004]. Comparisons with global land surface models and SSM/I data indicate that GRACE is currently able to provide an estimate of the spatio-temporal variability of snow mass in the boreal regions. The RMS differences are lower than 14% of the snow annual variation. From monthly snow anomaly time series, we also estimate the temporal variations of the snow volume anomaly over four Arctic drainage basins. RMS differences lower than 20 mm and 25 mm were respectively found with the models and SSM/I data. Better agreement is found with LaD and GLDAS models than with the WGHM model (although the WGHM model was used as first guess to retrieve the GRACE solutions) and SSM/I observations.

[21] The possibility that the GRACE snow solutions may be contaminated by the liquid land waters contribution cannot be completely excluded. This problem can contribute to the rms residuals of the differences with the model outputs. This point will be examined in a further study.

[22] **Acknowledgments.** We would like to thank Petra Döll (WGHM), Chris Milly (LaD) and Matthew Rodell (GLDAS) for having made the monthly outputs of their models available. This work was partly funded by the French Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS). One of the authors (FF) is supported by a CNES/Alcatel Space grant.

References

Armstrong, R. L., K. W. Knowles, M. J. Brodzik, and M. A. Hardman (1994), DMSP SSM/I Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures, http://nsidc.org/data/nsidc-0032.html, Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colo.

Brown, R. D. (2000), Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915–97, *J. Clim.*, *13*, 2339–2355.

Chang, A. T. C., J. L. Foster, and D. K. Hall (1987), Nimbus-07 SMMR derived global snow cover parameters, *Ann. Glaciol.*, *9*, 39–44.

Döll, P., F. Kaspar, and B. Lehner (2003), A global hydrological model for deriving water availability indicators: Model tuning and validation, *J. Hydrol.*, *270*, 105–134.

Foster, D. J., and R. D. Davy (1988), Global snow depth climatology, *USAF ETAC/TN-88/006*, 48 pp., Scott Air Force Base, Ill.

Grippa, M., N. Mognard, T. Le Toan, and E. G. Josberger (2004), Siberia snow depth climatology derived from SSM/I data using a combined dynamic and static algorithm, *Remote Sens. Environ.*, *93*, 30–41.

Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q. Duan, F. Chen, and J. Baker (1999), A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19,569–19,585.

Milly, P. C. D., and A. B. Shmakin (2002), Global modeling of land water and energy balances: 1. The Land Dynamics (LaD) model, *J. Hydrometeorol.*, *3*, 283–299.

Mognard, N. M., and E. G. Josberger (2002), Northern Great Plains 1996–1997 seasonal evolution of snowpack from satellite passive microwave measurements, *Ann. Glaciol.*, *34*, 15–23.

Mognard, N. M., A. V. Kouraev, and E. G. Josberger (2003), Global snow-cover evolution from twenty years of satellite passive microwave data, paper presented at International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS03), Inst. of Electr. and Electron. Eng., Toulouse, France, 21–25 July.

Oki, T., and Y. C. Sud (1998), Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network, *Earth Interact.*, *2*(1), 1–37.

Ramillien, G. (2002), Gravity/magnetic potential of uneven shell topography, *J. Geod.*, *76*, 139–149, doi:10.1007/s00190-002-0193-5.

Ramillien, G., A. Cazenave, and O. Brunau (2004), Global time-variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry, *Geophys. J. Int.*, *158*, 813–826.

Ramillien, G., F. Frappart, A. Cazenave, and A. Güntner (2005), Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *235*, 283–301.

Rodell, M., and J. S. Famiglietti (1999), Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field, *Water Resour. Res.*, *35*(9), 2705–2723.

Rodell, M., et al. (2004), The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *85*, 381–394.

Swenson, S., J. Wahr, and P. C. D. Milly (2003), Estimated accuracies of regional water storage variations inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), *Water Resour. Res.*, *39*(8), 1223, doi:10.1029/2002WR001808.

Tapley, B. D., S. Bettadpur, M. Watkins, and C. Reigber (2004a), The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.

Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson, and M. Watkins (2004b), GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, *305*, 503–505.

Wahr, J., and M. Molenaar (1998), Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, *103*(B12), 30,205–30,229.

S. Biancamaria, A. Cazenave, F. Frappart, N. M. Mognard, and G. Ramillien, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566, CNES/CNRS/IRD/UPS, 14 Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (frederic.frappart@legos.cnes.fr)

5.4 Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle du basin versant

L'évolution du taux d'évapotranspiration (ET), variable utilisée comme conditions aux limites pour les modèles de climat, fournit de précieuses indications sur les changements climatiques. L'estimation précise de ce paramètre hydrologique est nécessaire pour une meilleure compréhension du cycle de l'eau sur Terre. Il n'existe, à l'heure actuelle, aucun réseau mondial, ni même régional, de mesure d'ET à la surface de la planète. Dans les modèles hydrologiques globaux, ET est modélisée suivant différentes approches empiriques comme l'équation de Penman [*de Marsily*, 1981], par la paramétrisation du flux de chaleur latente [*Ducoudré et al.*, 1993; *Milly et Shmakin*, 2002], au moyen de la bulk equation introduite par Monteith [1963].

A l'échelle régionale, les variations temporelles d'ET sont fonction des conditions climatiques, de l'humidité des sols, du type de couvert végétal et des surfaces en eau (lacs, rivières, zones inondées). Ces conditions de surface étant assez mal connues, les modèles existants fournissent des estimations d'ET assez dissemblables, tant mensuellement qu'à l'échelle interannuelle [*Verant et al.*, 2004].

La résolution de l'équation de bilan hydrique permet l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant:

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P - ET - R \qquad \text{(Eq. 7-3)}$$

où $\frac{\Delta W}{\Delta t}$ est la variation de masse d'eau ΔW pendant l'intervalle de temps Δt, P et ET, les taux de précipitation et d'évapotranspiration et R le ruissellement.

Des comparaisons avec les sorties de différents modèles hydrologiques globaux (WGHM, LaD, GLDAS et ORCHIDEE) témoignent d'un bon accord à l'échelle de grands bassins versants (Figure 7-8).

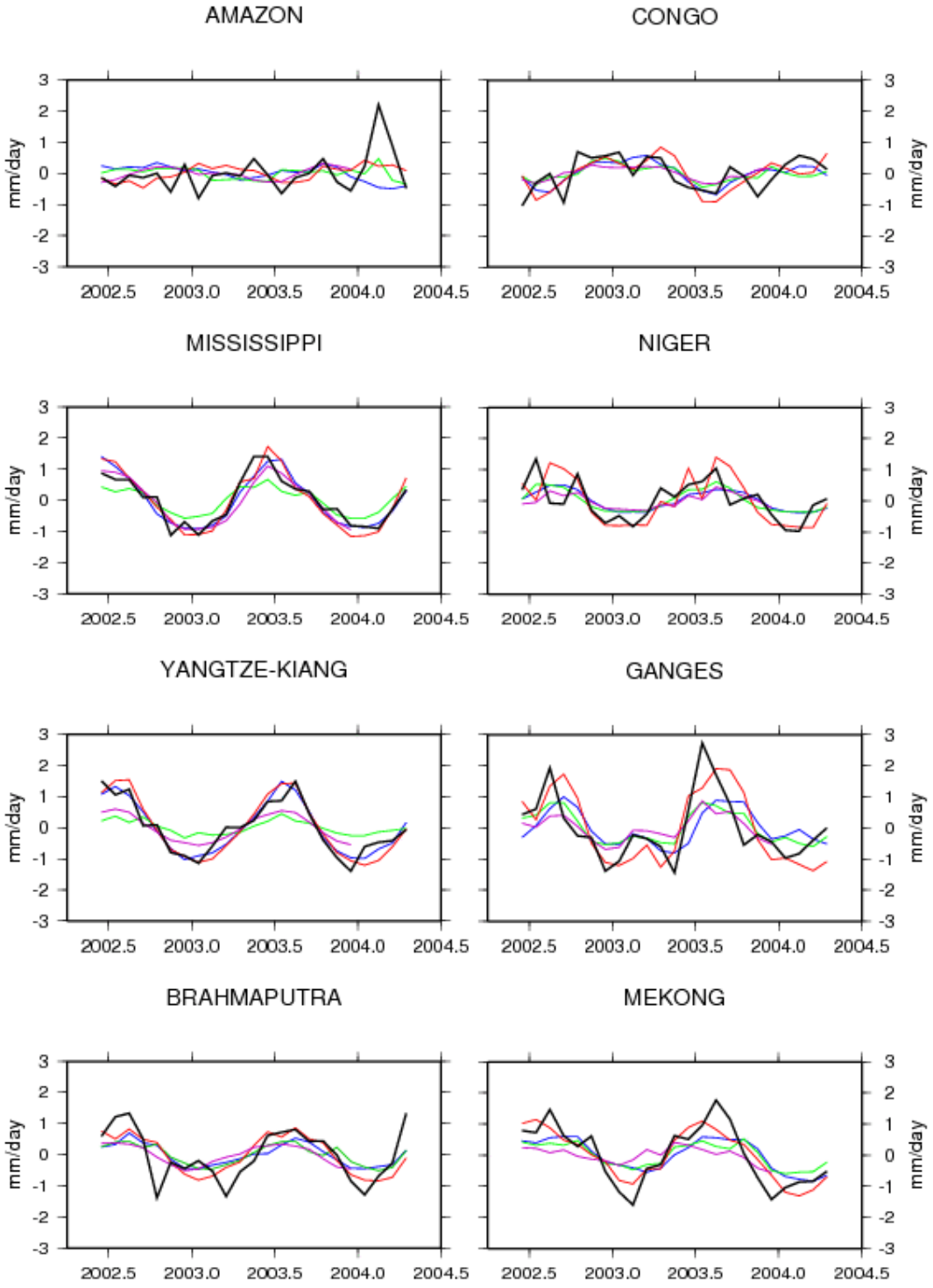


Figure 7-8: Comparaison des ET déduites de GRACE et estimées par différents modèles globaux de surface. En noir GRACE, en bleu GLDAS, en rouge LaD, en vert WGHM, en violet ORCHIDEE.

Mapping time-variations of evapotranspiration rate from GRACE satellite gravimetry

G. Ramillien[1], F. Frappart[1], A. Güntner[2], T. Ngo-Duc[3] and A. Cazenave[1]

[1] LEGOS, CNES/CNRS UMR5566, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

[2] Engineering Hydrology, GeoForschungZentrum (GFZ), Telegrafenberg, Potsdam, Germany

[3] IPSL/Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), Paris, France

Submitted to *Water Resources Research*, June 2005

En révision

Corresponding address:

G. Ramillien

GOHS, LEGOS UMR5566 - OMP

18, Avenue Edouard Belin

31400 Toulouse, France

Tel: (+33) 05 61 33 29 34

e-mail: ramillie@notos.cst.cnes.fr

Abstract

Since its launch in March 2002, the GRACE mission currently measures the global time variations of the Earth's gravity field with a current resolution of ~500 km. Especially over the continents, these measurements represent the integrated effects of all the water mass including surface waters (wetlands and rivers), soil moisture, groundwater and snow cover. We used the GRACE land waters solutions, previously extracted from the available series of monthly geoids (from April 2002 to May 2004) using an iterative inverse method (Ramillien et al., 2005a), to estimate monthly maps of evapotranspiration rates -and associated uncertainties- by integrating and solving the water mass balance equation, which relates land water storage (from GRACE), precipitation data (from Global Precipitation Climatology Centre), runoff (from a global land surface model) and evapotranspiration (the unknown). Results were confronted to outputs from four different global land surface models. Seasonal cycle and Orthogonal Empirical Function (EOF) analyses of the GRACE-derived evapotranspiration maps were performed to characterize the global evolution of this hydrological parameter.

1. Introduction

Evolution of evapotranspiration (ET) provides precious indications of climate change, as well as important boundary conditions for climate models. Quantification of this hydrological parameter contributes to a better understanding of the water cycle on Earth. Unfortunately, there is no complete regional and/or global measurement of ET on the surface of our planet. In global land surface models, ET is modelled through different empirical approaches, e.g., using the Penman equation (De Marsily, 1981), through parameterization of the latent heat flux (Ducoudré et al., 1993, Milly and Shmakin, 2002) according to the bulk equation introduced by Monteith (1963), etc. At large scales, the temporal distribution of ET is a function of climatic conditions, soil moisture availability, the vegetation type as well as the area of the surface water (wetlands and rivers). These surface conditions are poorly known for global scale modelling. Existing models provide substantially dissimilar estimates at monthly, seasonal and even annual time scales (Verant et al., 2004).

First results of previous studies on monthly GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) geoids (Tapley et al., 2004; Wahr et al., 2004; Schmidt et al., 2005, Ramillien et al., 2005a) suggest that the variations continental water storage are mainly seasonal and the largest amplitudes are located in the large tropical basins of Africa and South America, in the

South East Asia during monsoon events, as well as in the high-latitude regions of the Northern hemisphere due to the snow. These patterns are consistent with those provided by global land surface models, such as the Water GAP Global Hydrology Model (WGHM; Döll et al., 2003), the Land Dynamics model (LaD; Milly and Shmakin, 2002), the Global Land Data Assimilation System (GLDAS; Rodell et al., 2004a), Organizing Carbon and Hydrology In Dynamics EcosystEms model (ORCHIDEE; Verant et al., 2004). Rodell et al. (2004b) computed time-series of ET over the Mississippi River basin, using the land water information from the monthly GRACE geoids combined with precipitation and runoff data. Rodell et al. (2004b) showed that the GRACE-derived ET is comparable to the estimates provided by the ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecasting) reanalysis and the GLDAS models.

In this paper, we present a method to compute global maps of ET rate (and associated uncertainties) by integrating versus time, and then solving, the water mass equation using land water solutions derived from GRACE (Ramillien et al., 2005a) and independent information for precipitation observations and runoff model forecasts. We present monthly maps of ET over lands from April 2002 up to May 2004. For validation, we compared our global predictions of ET rate with existing model maps. Seasonal analysis and EOF decomposition of the ET maps and residuals are also performed to characterize the ET changes. We compute time-series of ET in eight large basins using these monthly solutions as well.

2. Method

The general form of the water mass balance equation is:

$$P = \frac{\Delta W}{\Delta t} + ET + R \qquad (1)$$

where the terms P and ET represent the vertical fluxes (i.e., precipitation and evapo-transpiration rate respectively). $\Delta W/\Delta t$ and R are the water mass storage variation ΔW during the period of time Δt, and the runoff respectively. These terms are generally expressed in terms of water mass (mm of equivalent-water height) or pressure (kg/m^2) per month.

A surface density function $F(\theta, \lambda, t)$ that represents the global map of P, ET, R or W and depends upon co-latitude θ, longitude λ and time t can be expanded in surface spherical harmonic coefficients to a maximum degree N:

$$F(\theta,\lambda,t) = \sum_{n=1}^{N}\sum_{m=0}^{n}\left[C_{nm}^{F}(t)\cos(m\lambda) + S_{nm}^{F}(t)\sin(m\lambda)\right]P_{nm}(\cos\theta) \qquad (2)$$

where n and m are the degree and order respectively, P_{nm} is the associated Legendre function, and $Cnm^F(t)$ and $S_{nm}^F(t)$ are the normalized coefficients of the decomposition (units: mm of equivalent-water thickness).

By isolating the ET term in Eq.1 and considering the spherical analysis from Eq.2, the coefficients of the ET rate for a given period t $(t_1 \le t \le t_2)$ can be simply evaluated by:

$$\begin{Bmatrix} C_{nm}^{ET}(t) \\ S_{nm}^{ET}(t) \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} C_{nm}^{P}(t) \\ S_{nm}^{P}(t) \end{Bmatrix} - \begin{Bmatrix} C_{nm}^{R}(t) \\ S_{nm}^{R}(t) \end{Bmatrix} - \begin{Bmatrix} C_{nm}^{W}(t_2) - C_{nm}^{W}(t_1) \\ S_{nm}^{W}(t_2) - S_{nm}^{W}(t_1) \end{Bmatrix} / (t_2 - t_1) \quad (3)$$

Synthesis of these coefficients (Eq.3) provides the corresponding global map of $ET(\theta, \lambda, t)$. In practice, the lap of time $\Delta t = t_2 - t_1$ is typically of ~1 month.

As Eq.1 is linear, one can derive easily the associated absolute errors on the computed ET values from the relative uncertainties ε_P and ε_R on P and R respectively:

$$\sigma_E(\theta,\lambda,t) \approx |ET(\theta,\lambda,t)| \left\{ 2\frac{\sigma_W}{|W(\theta,\lambda,t)|} + \varepsilon_P + \varepsilon_R \right\} \quad (4)$$

where $W(\theta, \lambda, t)$ is the variations of the water mass storage (i.e., the land waters solution from GRACE) for the month t, and σ_W is the total error for a single month GRACE solution. Relative uncertainty on precipitation fields ε_P was estimated at ~11% according to Rodell et al. (2004b). A realistic value of ~5% can be chosen for the runoff forecasts (Dingman, 2001). Wahr et al., (2004) estimated σ_W to be ~18 mm for a 750-km spatial averaging of the GRACE data. Ramillien et al. (2005b) found σ_W ~15 mm for the GRACE-derived land water solutions.

3. Data used in this study

3.1 The land water solutions estimated from GRACE

As presented in Ramillien et al. (2005a), the land water solutions consist of spherical harmonic coefficients of the total water mass (surface waters: rivers, lakes, flood plains; soil moisture; groundwater; snow) on the continents. These monthly coefficients have been are truncated at degree 30 (i.e., spatial resolution of ~660 km) because of the current noise of higher degree coefficients (see for example Tapley et al., 2004, Schmidt et al., 2005). We used 22 GFZ (GeoForschungZentrum, Potsdam, Germany) and CSR (Center for Space Research, Austin, Texas) monthly GRACE geoids, from April 2002 to May (2004) –note that a few monthly geoids are unavailable- and derived monthly solutions of total land water storage using an iterative inverse method (Ramillien et al., 2005a). Computation of monthly

land water solutions consists of improving iteratively the input coefficients ("first guess") of a global land surface model (e.g., WGHM), and using the GRACE observations as constraints (Ramillien et al., 2004). The coefficients were converted into surface density function coefficients (expressed in mm of equivalent water thickness) by linear filtering (Wahr et al. 1998; Ramillien, 2002) that takes elastic compensation of the Earth's surface into account. Associated a posteriori uncertainties on the estimated land water coefficients were also computed.

3.2 Other data sets used in this study for the period 2002-2004

3.2.a The precipitation rate (GPCC)

The monthly Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) products (Rudolf et al., 1994) are gridded data sets based on raingauge observations, which have been checked using a high level quality control system (Rudolf et al., 2003). We used the products with the 1° by 1° geographical latitude and longitude resolution that contain monthly precipitation totals (mm/month) derived from records of 30,000 to 40,000 gauge stations.

3.2.b The runoff from WGHM

For runoff, we used the predicted values from WGHM (Döll et al., 2003). WGHM was specifically designed to estimate river discharge for water resources assessments. It computes 0.5°x0.5° gridded time series of monthly runoff and river discharge and is tuned against time series of annual rivers discharges measured at 724 globally distributed stations. The runoff from the land surface is computed in soil water balance of the model that takes into account the water content within the effective root zone, the effective precipitation and the ET. This vertical water balance of the land and open water fraction of each cell is coupled to a lateral transport scheme, which routes the runoff through series of storages within the cell and then transfers the resulting cell outflow to the downstream cell. It is assumed that surface/subsurface runoff is routed to surface storage without delay. Other products of the model are monthly gridded time series of snow depth, soil water within the root zone, ground water and surface water storage in rivers, lakes and wetlands, ET.

3.3 ET predictions from four different land surface models

Our results for ET rate will be compared to global land surface model predictions. We present below how this hydrological parameter is computed by these models.

3.3.a ET prediction from WGHM

The ET from WGHM is computed as a function of potential ET (the difference between the maximum potential ET and the canopy transpiration), the soil water content in the effective root zone and the total available soil capacity as:

$$ET = \min\left(E_{pot} - E_c, \left(E_{pot\max} - E_c\right)\frac{S_s}{S_{s\max}} \right) \quad (5)$$

where: ET is the evapotranspiration (mm/day), E_{pot} is the potential ET (mm/day), E_c is the evaporation from the canopy (mm/day), $E_{pot\ max}$ is the maximum potential ET (mm/day), S_s is the soil water content within the effective root zone (mm), $S_{s\ max}$ is the total available soil water capacity within the effective root zone (mm). These 1° x 1° gridded monthly data are available for 2002 to 2004.

3.3.b ET predictions from LaD

The LaD model (Milly and Shmakin, 2002) provides monthly 1° x 1° gridded time series of surface parameters estimated from January 1980 to April 2004. For each cell of the model, the total water storage is composed of three stores: a snowpack store, a root-zone store and a groundwater store and the total energy storage is equal to the sum of latent heat of fusion of the snowpack and the glacier and sensible heat content. ET is parameterized as:

$$ET = \frac{\rho_a}{r_a + r_s}\left(q_s\left(T_0\right) - q_a\right)\min\left(\frac{W_R}{0.75 W_R^*}, 1\right) \quad (6)$$

where: ρ_a is the density of the air, r_a is the aerodynamic resistance for scalar transfer, r_s is a bulk stomatal resistance under conditions of negligible water stress, $q_s(T_0)$ is the mixing ratio of water vapour associated with saturated conditions at the surface temperature, q_a is the mixing ratio at a given level in the atmospheric surface layer, W_R is the water storage in the root-zone store, W_R^* is the maximum possible value of W_R. The final factor in Eq.6 accounts for the limitation of ET by water stress.

3.3.c ET predictions from GLDAS

The GLDAS project is led by scientists of the National Aeronautics and Space Administration (NASA) and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) in association

with researchers of the Princeton University, the University of Washington and the Weather Service Office of Hydrology (Rodell et al., 2004a). This uncoupled land surface model which is used in climate analysis is forced by real time outputs of the NCEP reanalysis, satellite data and radar precipitation measurements. Parameters are deduced from high-resolution vegetation, soil coverage and ground elevation data. Data assimilation is performed by one-dimensional Kalman filtering strategy to produce optimal fields of surface parameters. Nominal spatial and temporal resolutions of the grids are 0.25 degree and 3 hours respectively, and all the fields are defined for all land north of -60 deg. Monthly 1°x1° means of the ET rates (units: kg/m^2) were interpolated from these nominal 3-hour outputs. Due to problems of simulation in the ET subroutine of GLDAS, the ET rate fields after 10/2002 were computed as the ratio of the predicted latent heat flux and the constant latent heat of evaporation (around $2.501\ 10^6$ J/kg).

3.3.d ET predictions from ORCHIDEE

The ORCHIDEE land surface model (Verant et al., 2004; Krinner et al., 2005), developed at the Institut Pierre Simon Laplace, provides monthly 1° x 1° gridded time series of surface parameters estimated from 1948 to 2003. For this study, we have only used the ET output of SECHIBA (Schématisation des Echanges Hydriques l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère) (Ducoudré et al., 1993; De Rosnay and Polcher, 1998), which is the water and energy cycle component of ORCHIDEE. In SECHIBA, the ET flux is described using the bulk equation introduced by Monteith (1963), similar to Eq.6.

4. Results

For estimating *E* using Eq.1, one could compute the difference between two successive land water solutions from GRACE. However, since the GRACE-derived land water solutions are provided as series of harmonic coefficients of geoid anomaly converted into water mass, gridded values of *P* and *R* have to be developed in terms of spherical harmonic analysis, and then filtered at degree 30 to remain consistent with and the spatial resolution of the land water grids. For this purpose, each monthly map provided by the GPCC precipitation data set and WGHM-based runoff was expanded in spherical harmonic coefficients that are defined in Eq.2, up to the maximum degree $N=100$. We computed the ET rate coefficients for each month from April 2002 to July 2004 by applying Eq.3. In a next step, spherical harmonic coefficients of ET were transformed into global 1°x1° grids. For deriving a complete series of monthly maps of ET rate, we interpolated linearly the GRACE land water coefficients for the

missing months (i.e., June, July and December 2002 as well as January 2004) before using Eq.3. The ET maps were divided by a factor of ~30 to convert them into mm per day.

In the following, we present the rms differences between the estimated ET rates from this study and the ones provided by the four available land surface models (GLDAS, WGHM, LaD and ORCHIDEE). Large regional rms differences (1.5 – 1.6 mm/day) exist in tropical basins, and over the Labrador region for all the models. In this latter region, the important rms differences can be explained by a too simplistic modelling of the snow accumulation from the models. In other regions, the amplitudes of the rms difference in the tropical basins are relatively low compared to the amplitudes of the ET signals.

The time series of the rms differences on the continents versus time are plotted on Fig. 3, the values remain less than 0.8 - 1 mm/day, with a peak of 1.0-1.1 mm/day amplitude during Spring 2003 for the four models, suggesting important errors from the GRACE land water solutions during this period. It is also shown on Fig.3 that WGHM, GLDAS and ORCHIDEE are statistically closer to GRACE-based ET values than LaD.

5. Deriving time-series of ET rate in large drainage basins

For each month, we have spatially averaged the ET values over eight river basins: Amazon, Congo, Mississippi, Niger, Yangtze-Kiang, Ganges, Brahmaputra and Mekong. The mean geographical value of ET inside a basin of area S and for the period t can be simply computed by using the following formula of summation:

$$\overline{E}(t) = \frac{R_e^2}{S} \sum_{j \in S} E(\theta_j, \lambda_j, t) \delta\lambda \ \delta\theta \ \sin\theta_j \tag{7}$$

where $\delta\lambda$ and $\delta\theta$ are the grid steps in longitude and latitude respectively (generally $\delta\lambda=\delta\theta$), and R_e the mean radius of the Earth (~6378 km).

For a given month t, the corresponding variation of water volume per day ΔV_{ET} is given by (Ramillien et al., 2005a):

$$\Delta V_{ET}(t) = R_e^2 \sum_{j \in S} E(\theta_j, \lambda_j, t) \delta\lambda \ \delta\theta \ \sin\theta_j = S \times \overline{E}(t) \tag{8}$$

For each drainage basin, the gridded ET values were extracted using a one-degree mask, which was computed from the geographical coordinates of the basin boundaries. The predicted time series of the ET rate are compared to the ET rate computed from the GLDAS, WGHM, LaD and ORCHIDEE models (Fig 1). Results of the numerical comparison per basin are presented in Table 1. Regionally, the rms differences between the GRACE ET time series and the model ET profiles ranges from 0.27 to 0.78 mm/day, suggesting that the GRACE-

derived ET amplitudes are in agreement with the values provided by the models, especially at the seasonal scale for all the chosen basins, except the Amazon (i.e., peak of the GRACE-based ET rate at the beginning of 2004).

In particular, our results for the Mississippi basin are very comparable with those obtained previously by Rodell et al. (2004b) for the Mississippi basin. These authors derived a time-series of the ET rate changes by low-pass filtering the GRACE geoids according to the Wahr et al., (1998) method. They also found a good agreement with the GLDAS model for monthly means (~0.83 mm/day rms) at the spatial resolution of 750 km. 0.3-0.8 mm/day is the typical range of rms differences between GRACE-based ET and model ET we found for the eight drainage basins that we chose. We found the best agreement between GRACE-based land model and model forecasts for the Mississippi basin (0.3–0.4 mm/day rms). As this basin is well-covered by the field observations, this particular comparison reinforces efficiently the validation of our GRACE-based ET solutions.

7. Summary

In this study, we developed an approach based on the resolution of the water mass balance equation to derive the global time variations of the ET rate from satellite data of the GRACE mission. This method enabled us to compute successfully the monthly ET maps for the 2-year GRACE period (2002-2004) that reveal to be realistic global time-variations of the ET rate. We also computed the associated absolute errors on the monthly estimates of ET from the knowledge of relative uncertainties on the precipitation and the runoff. Comparison of the GRACE-derived ET solutions with different global model outputs shows a good agreement, especially at the seasonal scale.

In the future, the series by new GRACE land water solutions as input to the proposed approach to complete the series of ET rate maps. New perspectives of ET rate estimation from space gravimetry would give access to further surface information such as vegetation distribution and soil type.

Acknowledgements

We would like to thank Petra Döll, Chris Milly, Matthew Rodell and K. Laval for having made the monthly outputs of their models available to us. This work was partly funded by the French Programme National de Télédection Spatiale (PNTS). One of us (FF) benefited from a CNES-ALCATEL SPACE PhD grant.

References

De Marsily G., 1981, **Hydrologie quantitative**, Ed. Masson, Paris, In French, ISBN: 2-225-75504-3, 217 pp.

De Rosnay P. and J. Polcher, 1998, "Modeling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM", Hydrology and Earth System Sciences, 2(2-3), 239-256.

Dingman S. L., 2001, **Physical Hydrology**, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J, ISBN: 0-13-099696-5, pp. 646.

Döll P., F. Kaspar and B. Lehner, 2003, "A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation", J. Hydrol., 270, 105-134.

Ducoudré N., K. Laval and A. Perrier, 1993, "SECHIBA: a new set of parametrization of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmosphere general circulation model", J. Climate, 6 (2), 248-273.

Krinner G., N. Viovy, N. De-Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch and C. Prentice, 2005, "A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system", Global Change Biology, 19, GB1015, doi: 10.1029/2003GB002199.

Milly P. C. D. and A. B. Shmakin, 2002, "Global modelling of land water and energy balances: 1.The Land Dynamics (LaD) model", J. Hydrometeorol., 3, 283-299.

Monteith J. L., 1963, "Gas exchange in plant communities", Environmental Control of Plant Growth, L. T. Evans, Ed. Academic Press, 95-112.

Ramillien G., 2002, "Gravity/magnetic potential of uneven shell topography", J. of Geodesy, 76, 3, ISSN: 0949-7714, 139-149.

Ramillien G., A. Cazenave and O. Brunau, 2004, "Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry", Geophys. J. Int., 158, 813-826.

Ramillien G., F. Frappart, A. Cazenave and A. Güntner, 2005a, "Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids", EPSL, in publication.

Ramillien G., A. Cazenave, Ch. Reigber, R. Schmidt and P. Schwintzer, 2005b, "Recovery of global time variations of surface water mass by GRACE geoid inversion", IAG meeting Proceedings, Springer-Verlag, Porto, Portugal.

Rodell M. and J. S. Famiglietti, 1999, "Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field", Water Resour. Res., 35, 2705-2723.

Rodell M. et al., 2004a, "The Global Land Data Assimilation System", Bull. Am. Meteorol. Soc., 85, 381-394.

Rodell M., J. S. Famiglietti, J. Chen, S. I. Seneviratne, P. Viterbo, S. Holl and C. R. Wilson, 2004b, "Basin scale estimate of evapotranspiration using GRACE and other observations", Geophys. Res. Lett., 31, L20504, doi: 10.1029/2004GL020873.

Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth and U. Schneider, Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. In: Global Precipitations and Climate Change (Ed. M. Desbois, F. Desalmond), NATO ASI Series I, Vol. 26, Springer-Verlag, p. 173-186, 1994.

Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider and A. Meyer-Christoffer, Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.; pp. 16., 2003.

Schmidt R., F. Flechtner, Ch. Reigber, P. Schwintzer, A. Güntner, P. Döll, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochman and J. Wunsch, 2005, "GRACE observations of changes in continental water storage", Glob. And Plan. Change, in press.

Tapley B. D., S. Bettadpur, M. Watkins and Ch. Reigber (2004). The Gravity Recovery and Climate Experiment: mission overview and early results, *Geophys. Res. Lett., L09607*, doi: 10.1029/2004GL019920.

Toumazou V. and J.-F. Crétaux, 2001, "Using a Lanczos eigensolver in the computation of Empirical Orthogonal Functions", Monthly Weather Review, 129, 5, 1243-1250, doi: 10.1175/1520-0493.

Verant S., K. Laval, J. Polcher and M. Castro, 2004, "Sensitivity of the continental hydrological cycle to spatial resolution over the Iberian Peninsula", J. of Hydrometeo., 5(2), 267-285.

Wahr J., M. Molenaar and F. Bryan, 1998, "Time-variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE", J. Geophys. Res., 103, 30,205-30,230.

Wahr J., S. Swenson, V. Zlotnicki and I. Velicogna, 2004, "Time-variable gravity from GRACE: first results", Geophys. Res. Lett., 31, L11501, doi: 10.1029/2004GL019779.

Table 1

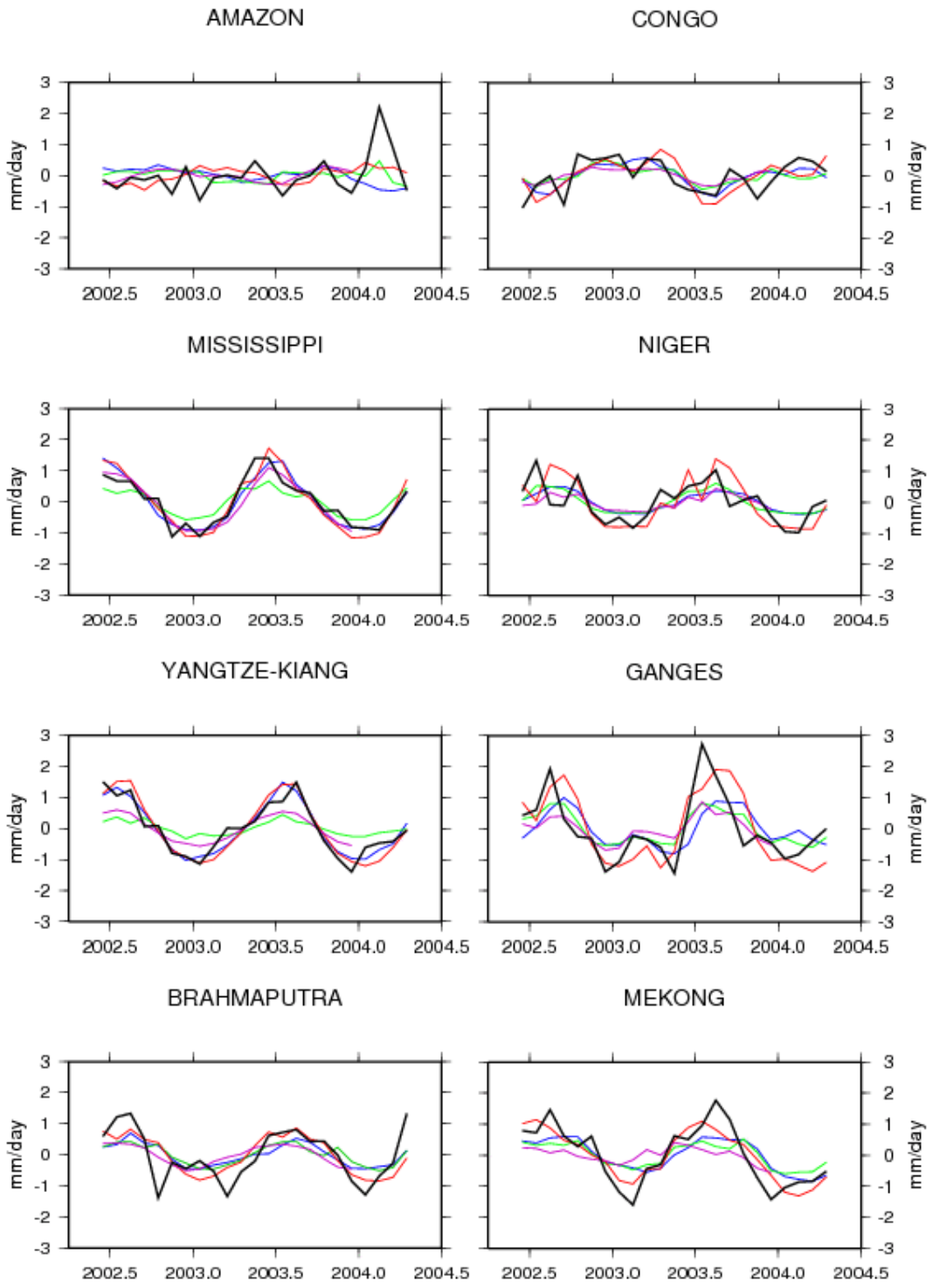
Regional root-mean square (rms) differences between GRACE-derived ET solutions and model ET forecasts: geographical ET means per basin (units: mm/day).

	GRACE-ORCHIDEE	**GRACE-GLDAS**	**GRACE-LaD**	**GRACE-WGHM**
Amazon	0.42	0.73	0.60	0.57
Congo	0.45	0.44	0.52	0.45
Mississippi	0.27	0.28	0.36	0.44
Niger	0.46	0.43	0.63	0.40
Yangtze-Kiang	0.49	0.32	0.36	0.64
Ganges	0.62	0.67	0.78	0.56
Brahmaputra	0.61	0.58	0.61	0.59
Mekong	0.69	0.52	0.44	0.56

Figure caption

Figure 1: Regional time series of mean ET rate in eight drainage basins of the globe: Amazon, Congo, Mississippi, Niger, Yangtze-Kiang, Ganges, Brahmaputra, Mekong: GRACE-derived ET rate variations (black line); GLDAS (blue line); LaD (red line); WGHM (green line) and ORCHIDEE (purple line). See Table 1 for the statistical results of the comparison per basin.

Figure 5


AMAZON
CONGO
MISSISSIPPI
NIGER
YANGTZE-KIANG
GANGES
BRAHMAPUTRA
MEKONG
mm/day
3
2
1
0
-1
-2
-3
2002.5
2003.0
2003.5
2004.0
2004.5

6. Discussion – Perspectives

La confrontation des solutions mensuelles « eaux liquides », neige et évapotranspiration avec les sorties de différents modèles hydrologiques globaux indique que les estimations de la méthode inverse sont réalistes, tant à l'échelle globale que régionalement. La principale limitation à l'utilisation des mesures GRACE pour l'hydrologie continentale provient de la faible résolution spatiale des géoïdes, due à la présence de bruit aux hautes fréquences.

L'amélioration de la qualité des géoïdes mensuels est une priorité des responsables de la mission GRACE et des équipes souhaitant utiliser cette source de données pour l'hydrologie continentale. Des géoïdes ayant une meilleure résolution spatiale (~400 km) ont déjà été obtenus, en utilisant une méthode locale de perturbation du géopotentiel, sur le bassin amazonien [*Han et al.*, 2005]. L'équipe allemande du GFZ, en charge du traitement des mesures de la mission GRACE, vient de mettre à disposition de la communauté scientifique, 14 géoïdes dont la qualité a été améliorée par une meilleure prise en compte d'effets géophysiques comme la marée polaire. Ces nouveaux géoïdes ont pu être inversé jusqu'au degré 50, c'est-à-dire de l'ordre de 500 km, au sein de l'équipe GOHS. Dans le même temps, le Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS) vient de produire des géoïdes, de résolution temporelle égale à 10 jours et d'une qualité égale à ceux du GFZ, à partir des mesures de la distance inter-satellite et des accéléromètres présents à bord de chacun des deux satellites. Des études similaires à celles effectuées dans ce chapitre, pourraient être reproduites à l'échelle des bassins fluviaux avec des solutions de meilleure résolution spatiale.

A l'échelle du bassin versant ou sur de grandes zones d'inondation, les réserves en eau des nappes phréatiques sont susceptibles d'être estimées par combinaison de données de télédétection. L'utilisation de l'altimétrie satellitaire, couplée à l'imagerie spatiale, a démontré ses potentialités pour l'estimation des variations de volume d'eau de surface. Ces variations de volume d'eau, soustraites au signal hydrologique mesuré par GRACE, donnent accès à l'évolution des stocks d'eau des nappes. Une estimation des aquifères sur l'ensemble du globe est envisageable en soustrayant la composante eau de surface fournie par les modèles hydrologiques globaux au signal de GRACE.

Conclusion

Le suivi des variations de stock d'eau continentale est primordial pour une meilleure compréhension du cycle de l'eau à l'échelle régionale et à l'échelle globale. Les mesures in-situ de ces variations, lorsqu'elles existent, sont très difficiles à obtenir et souvent inhomogènes. Les techniques de télédétection spatiale, et particulièrement l'altimétrie satellitaire, représentent un apport majeur pour les études hydrologiques.

Bien qu'initialement développée et optimisée pour l'étude des océans, l'altimétrie radar a été utilisée avec succès pour l'étude des surfaces continentales, et en particulier sur les surfaces recouvertes d'eau. En domaine continental, l'utilisation de l'altimétrie satellitaire est plus délicate que sur les océans et nécessite des précautions accrues au niveau des mesures et de l'application des corrections.

En effet, les échos radar observés sur les surfaces continentales recouvertes d'eau, différent grandement de ceux caractéristiques des surfaces océaniques. Il en résulte une perte d'un grand nombre de données et d'importantes imprécisions sur les niveaux d'eau déduits des hauteurs altimétriques. Le retraitement des formes d'onde altimétriques, par un algorithme adapté à la nature des échos radar observés sur les zones humides (fleuves, zones d'inondation, petits lacs) apparaît indispensable pour accroître le nombre de données valides et leur précision. Les résultats obtenus avec les mesures de l'altimètre d'ENVISAT (chapitre 4 et annexe 1), mesures retraitées au sol avec l'algorithme « Ice-1 », fournissent de meilleurs résultats que celles obtenues avec l'algorithme de suivi de bord de T/P. La classification des formes d'onde altimétriques, présentée au chapitre 3, montre qu'une grande majorité des échos radar observés sur les zones humides sont quasi-spéculaires (plus ou moins bruités par les diffusions sur la végétation). Différentes solutions sont envisageables pour améliorer leur traitement : l'utilisation d'algorithmes de type analytique (comme « Ice-2 ») dont la forme d'onde modélisé serait quasi-spéculaire, le recours à des techniques utilisées en traitement d'images (comme l'identification de contours au moyen d'ondelettes) sont envisageables. Ces solutions sont actuellement à l'étude au LEGOS.

En dépit des limitations présentées au chapitre 3, les mesures altimétriques demeurent exploitables pour l'hydrologie continentale. Le concept de stations altimétriques, présenté au chapitre 4, permet la création de réseaux de mesures de niveaux d'eau denses grâce à l'échantillonnage spatio-temporel des altimètres radar. La mise en place d'un tel réseau sur le bassin amazonien, en complément du réseau in-situ existant, a suscité l'intérêt de l'agence de

l'eau brésilienne (ANA). De nouvelles applications hydrologiques de l'altimétrie satellitaire, donnant accès à des paramètres hydrologiques importants et difficilement mesurables sur le terrain, ont ainsi vu le jour sur les grands bassins fluviaux.

Des profils hydrologiques du Rio Negro et de ses principaux affluents, l'Uaupes et le Rio Branco, ont été estimés à partir des données T/P et ENVISAT. Ces profils, et donc les pentes des cours d'eau qui peuvent en être déduites, sont le reflet d'effets tectoniques, sédimentaires et climatiques. La connaissance de la pente d'un fleuve trouve son application en hydrologie locale car elle est nécessaire au calcul des débits, en l'absence de courbe d'étalonnage entre la hauteur et le débit. L'altimétrie satellitaire a ainsi démontré sa capacité à être utilisée pour des études hydrodynamiques [*León et al.*, 2006].

Des variations de volume d'eau de surface ont pu être estimées à partir de la synergie entre altimétrie radar et imagerie satellitaire. Ces études, menées dans les bassins du Rio Negro et du Mékong, ont mis en évidence la complémentarité entre altimétrie radar et imagerie satellitaire (multispectral ou radar). Dans le bassin du Rio Negro, la non-linéarité entre surface inondée et volume d'eau stockée a été démontrée. Des comparaisons entre volumes stockés pendant la crue et volume écoulé ont permis d'estimer de manière approximative les temps de résidence de l'eau dans les différents sous-bassins. L'évolution spatio-temporelle des inondations a pu être suivie dans le bassin du Mékong pour la période 1998-2003. Une estimation des variations inter-annuelles du volume d'eau de surface stocké dans ce bassin a pu être réalisée.

Si l'altimétrie satellitaire (et l'imagerie spatiale) renseignent sur les eaux de surface, la mission de gravimétrie spatiale GRACE, qui mesure les variations du champ de gravité terrestre causées par les redistributions de masse dans l'enveloppe terrestre, et donc aux échelles de temps d'un mois à plusieurs années, donne accès aux changements dans les réserves d'eau continentales. La méthode inverse développée au sein de l'équipe GOHS permet de séparer les réserves d'eau continentales en quatre composantes : atmosphère, océan, « eaux liquides » et neige. Une estimation du terme d'évapotranspiration a été réalisée au moyen de l'équation de bilan hydrique. La comparaison des solutions mensuelles « eaux liquides », neige et évapotranspiration, issues de l'inversion des géoïdes, avec les sorties de différents schémas globaux de surface indique que les estimations de la méthode inverse sont réalistes, tant à l'échelle globale que régionalement. La principale limitation à l'utilisation des mesures GRACE pour l'hydrologie continentale provient de la faible résolution spatiale des géoïdes, due à la présence de bruit aux hautes fréquences. Les nouveaux géoïdes fournis par l'équipe Géodésie Spatiale du laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire, de meilleures

résolutions spatiale (~ 400 km) et temporelle (10 jours), vont faciliter le suivi des redistributions des masses d'eau continentale et leur impact sur l'évolution du niveau de la mer.

De ces différents travaux, il ressort que les données de télédétection ont un intérêt primordial pour l'étude du cycle de l'eau sur les continents. La complémentarité existant entre les différents instruments (altimètres, satellites imageurs, mission de gravimétrie spatiale) contribue à améliorer notre compréhension de la phase continentale du cycle de l'eau. De nombreuses perspectives s'ouvrent au terme de cette étude, tant du point de vue de l'exploitation des données altimétriques que des mesures de GRACE.

Un des grands enjeux pour les années à venir concerne l'assimilation des données de télédétection dans les modèles hydrologiques, locaux ou globaux, à l'instar de ce qui se fait actuellement en météorologie et océanographie, aussi bien pour des problématiques scientifiques que pour des applications opérationnelles. L'assimilation de produits hydrologiques GRACE, similaires à ceux présentés dans le chapitre 7, ou de débits calculés à partir de la méthode présentée dans l'annexe 3, dans des schémas globaux de surface, permettraient de mieux contraindre des réservoirs assez mal connus comme les aquifères, la neige ou même les eaux de surface. L'assimilation de mesures altimétriques dans les modèles hydrologiques devrait permettre la modélisation des plaines d'inondation et des bassins fluviaux.

Pour l'heure, il n'existe aucune mission spécifiquement dédiée à l'hydrologie continentale. Certaines sont prévues à plus ou moins long terme :

- pour la mesure de l'humidité des sols : SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) par l'ESA et Hydros (Hydrospheric States Mission) par la NASA,
- pour la mesure des niveaux d'eau sur les continents : le projet WatER (Water Elevation Recovery). Ce projet est né d'une volonté commune de scientifiques européens [*Cazenave et al.*, 2004] et américains [*Alsdorf et al.*, 2003] de voir développer, par les agences spatiales américaine et européennes, une plateforme capable de fournir des mesures des niveaux d'eau sur les lacs, les fleuves et les zones d'inondation, à l'échelle du globe, pour améliorer nos connaissances des eaux continentales de surface et contribuer à une meilleure gestion des ressources en eau.

Ces nouvelles missions satellitaires, aux objectifs complémentaires, laissent présager de nombreux progrès dans le domaine de l'hydrologie continentale.

BIBLIOGRAPHIE

Ad Hoc Work Group on Global Water Datasets (2001). Global water data: an endangered species, *EOS Trans., American Geophysical Union, 82*, 54-58.

Alabyan A.M., Chalov R.S. (1998). Types of river channel patterns and their natural controls, *Earth Surface Processes and Landforms, 23*, 467-474.

Alsdorf D.E., Melack J.M., Dunne T., Mertes L.AK., Hess L. L., Smith L.C. (2000). Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon floodplain, *Nature, 404*, 174-177.

Alsdorf D.E., Smith L.C., Melack J.M. (2001). Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 39 (2)*, 423-431.

Alsdorf D.E., Birkett C., Dunne T., Melack J.M., Hess L. (2001). Water level changes in a large Amazon lake with spaceborne radar interfermetry and altimetry, *Geophys. Res. Lett., 28 (14)*, 2671-2674.

Alsdorf D.E., Lettenmaier D., Vörösmarty C. (2003). The need for global, satellite-based observations of terrestrial surface waters, *EOS Trans. AGU, 84, 29.*

Alsdorf D.E. (2003). Water storage of the central Amazon floodplain measured with GIS and remote sensing imagery, *Annals of the Association of American Geographers, 93 (1)*, 55-66.

Alsdorf D.E., Lettenmaier D.P. (2003). Tracking fresh water from space, *Science, 301*, 1492-1494.

Arino O., Dedieu G., Deschamps P. (1991). Determination of satellite land surface reflectances using METEOSAT and NOAA/AVHRR shortwave channel data, *Int. J. Remote Sensing, 13*, 2263-2287.

Arnaud M., Leroy M.,M. (1991). SPOT 4: a new generation of SPOT satellites, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 46*, 205-215.

AVISO (1996). AVISO User Handbook: Merged TOPEX/POSEIDON Products, *AVI-NT-02-101-CN, 3-rd ed, CNES, Toulouse, France*, 194 pp.

Bamber J.L. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme, *Int. J. Remote Sensing, 15 (4)*, 925-938.

Bates P.H. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation, *Journal of Hydrology,* 236, 54-77.

Beltrán J.R., García-Lucía J., Navarro J. (1994). Edge detection and classification using Mallat's wavelet,

Beltrán J.R., Beltrán F., Estopañan A. (1998). Multiresolution edge detection and classification: noise characterization, *Proc. 1998 IEEE Conf. On Systems, Man and Cybernetics, La Jolla (USA), Oct. 1998*, pp. 4476-4481.

Berry P.A.M. (2000). Topography from land radar altimeter data: possibilities and restriction, *Phys. Chem.Earth (A), 25 (1)*, 81-88.

Berry P. A. M., Garlick J.D., Freeman J.A., Mathers E.L. (2005). Global inland water monitoring from multi-mission altimetry, *Geophys. Res. Lett., 32, L16401*, doi:10.1029/2005GL022814.

Birkett C.M. (1995a). The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes*, J. Geophys. Res., 100 (C12)*, 25,179-25,204.

Birkett C.M. (1995b). The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research, *Proc. IGARSS, IEEE, Firenze, July*, 1979-1981.

Birkett C.M., Mason, I.M. (1995). A new Global Lakes Database for a remote sensing programme studying climatically sensitive large lakes, *J. of Great Lakes Research, 21(3)*, 307-318.

Birkett C.M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands, *Water Resour. Res., 34 (5)*, 1223-1239.

Birkett C.M., Murtugudde R., Allan T. (1999). Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd marsh, *Geophys. Res. Lett., 26(8)*, 1031-1034., 1999.

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, *J. Geophys. Res., 107 (D20)*, 8059-8080.

Bjerklie D.M., Dingman S.L., Vörösmarty C.J., Bolster .H., Congalton R.G. (2003). Evaluating the potential for measuring river discharge from space, *Journal of Hydrology, 278,* 17-38.

Bjerklie D.M., Moller D., Smith L.C., Dingman S.L. (2005). Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information, *J. Hydro., 309(1-4)*, 191-209.

Boon P.J., Davies B.R., Petts G.E. (Eds.) (2000). Global Perspectives on River Conservation : Science, Policy and Practice, *John Wiley & Sons Ltd.*

Brakenridge G.R., Knox J.C, Paylor E.D. II, Magilligan F.J. (1994). Radar remote sensing aids study of the great flood of 1993, *EOS Trans. AGU, 75*, 521-527.

Brenner A.C., Bindschadler R.A., Thomas R.H., Zwally H.J. (1983). Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets, *J. Geophys. Res., 88 (C3)*, 1617-1623.

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.

Brown G.S. (1977). The average impulse response of a rough surface and is applications, *IEEE Trans. Antennas Propagat., Vol. 25 (1)*, 67-74.

Brown R.D. (2000). Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915-97, *J. Clim., 13*, 2339-2335.

Cartwright D.E., Tayler R.J. (1971). New computations of the tide-generating potential, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 23*, 45-74.

Cartwright D.E., Edden, A.C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 33*, 253-264.

Cauduro Dias de Paiva E.M., Clarke R.T. (1996). Time trends in rainfall records in Amazonia, *Bull. Am. Meteorol. Soc., 76*, 2203-2211.

Cazenave A., Bonnefond P., Do Minh K. (1997). Caspian sea level from Topex/Poseidon altimetry: Level now falling, *Geophys. Res. Lett., 25 (2)*, 155-158.

Cazenave A., Milly P.C.D., Douville H., Beneveniste J., Lettenmaier D., Kosuth P. (2004). International workshop examines the role of space techniques to measure spatio-temporal change in terrestrial waters, *EOS, AGU Trans., 85(6)*.

Chahine M.T. (1992). The hydrological cycle and its influence on climate, *Nature, 359*, 373-380.

Chapman B., Siqueira P., Freeman A. (2002). The JERS Amazon Multi-season Mapping Study (JAMMS): Observation strategies and data characteristics, *Int. J. Remote Sensing*, *23 (7)*, 1427-1446.

Coe M.T., Costa M.H., Botta A., Birkett C.M. (2002). Long term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res., 107 (D20)*, 10,129-10,146.

Coe M.T., Birkett C.M. (2004). Calculation of river discharge and prediction of lake height from satellite radar altimetry for the Lake Chad basin, *Water Resour. Res., 40*, W10205, doi:10.129/2003WR002543.

Cosandey C., Robinson M. (2000). Hydrologie continentale, *coll. U, Armand Colin, Paris*, 360 p.

Costa M.H, Foley J.A. (1997). Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance, *J. Geophys. Res., 102 (D20)*, 23,973-23,989.

Costa M.H, Foley J.A. (1998). A comparison of precipitation datasets for the Amazon basin, *Geophys. Res. Lett., 25 (2)*, 155-158.

Costa M.H, Foley J.A. (1999). Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin, *J. Geophys. Res., 104 (D12)*, 14,189-14,198.

Costa M.P.F., Niemann O., Novo E., Ahern F. (2002). Biophysical poperties and mapping of aquatic vegetation during the hydrological cycle of the Amazon floodplain using JERS-1 and Radarsat, *Int. J. Remote Sensing, 23 (7)*, 1401-1426.

Crétaux J.F., Kouraev A.V., Papa F., Bergé-Nguyen M., Cazenave A., Aladin N., Plotnikov I.S. (2005). Evolution of sea level of the big Aral Sea from satellite altimetry and its implications for water balance, *J. Great Lakes Res., 31*, 520-534.

Cudlip W. (1994). Overview of the altimeter data processing at the U.K. Earth Observation Data Centre, *Int. J. Remote Sensing*, *15 (4)*, 871-887.
Cudlip W., Manntripp D.R., Wrench C.L., Griffiths H.D, Sheehan D.V., Lester M., Leigh R.P., Robinson T.R. (1994). Corrections for altimeter low-level processing at the Earth Observation Data Centre, *Int. J. Remote Sensing*, *15 (4)*, 889-914.

Dahm C.N., Valett H.M. (1996). Hyporheic zones, *in Methods in Stream Ecology, F.R. Hauer and G.A Lamberti Eds. Academic Press, San Diego, California*, 107-119.

Daubechies I. (1990). The wavelet transform, time frequency localization and signal analysis, *IEEE Trans. Inform. Theory, 36 (5)*, 961-1005.

Dingman S. L. (2001). Physical Hydrology, *Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J, ISBN: 0-13-099696-5*, pp. 646.

Döll P., Kaspar F., Lehner B. (2003). A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, *J. Hydrol., 270*, 105-134.

Douville H., Chauvin F., Planton S., Royer J.F., Salas-Melia D., Tyteca S. (2002). Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols, *Clim. Dyn., 20*, 45-68.

Dow J.M., Martinez Fadrique F.M., Zandbergen R. (1999). High precision altimetry from the ENVISAT mission, *Adv. Space Res., 23 (4),* 757-762.

Duchemin B., Berthelot B., Dedieu G., Leroy M., Maisongrande P. (2002). Normalisation of directional effects in 10-day global syntheses derived from VEGETATION/SPOT : II. Validation of an operational method on actual datasets, *Remote Sens. Env., 81*, 101-113.

Ducoudré N., Laval K., Perrier A. (1993). SECHIBA: a new set of parametrization of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmosphere general circulation model, *J. Climate, 6 (2)*, 248-273.

Dumont J.P. (1985). Estimation optimale des paramètres altimétriques*, PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse*.

Dunn C., et al. (2003). Instruments of GRACE: GPS augments gravity measurements, *GPS world, 14(2)*, 16-28.

Eaton B.C., Church M., Millar R.G. (2004). Rational regime model of alluvial channel morphology and response, *Earth Surface Processes and Landforms, 29*, 511-529.

Emery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R. Mackas D.L. (1986). An objective Method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images, *J. Geophys. Res., 91 (C11),* 12,865-12,878.

ESA (2002). ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, *RA2 /MWR Products User Guide*, 353 pp.

Ferguson R.I. (2004). Estimating critical stream power for bedload transport calculations in gravel-bed rivers, *Geomorphology, 70*, 33-41.

Fekete B., Vörösmarty C.J., Grabs. W. (1999). Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balance. Koblenz, Germany: WMO-GRDC.

Foley J.A., Bota A., Coe M.T., Costa M.H. (2002). El Niño-Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia, *Global Biogeochemical Cycles, 16 (4)*, 1132-1151.

Frappart F., Cazenave A., Seyler F., Calmant S. (2005a). Comparison of the ENVISAT waveform retrackers over inland waters*, Proc. of the Envisat & ERS Symposium*, *Salzburg, Austria, 6-10 September 2004 (ESA SP-572, April 2005)*, CD-ROM.

Frappart F., Seyler F., Martinez J.M., León J.G., Cazenave A. (2005b). Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels, *Remote Sens. Environ., 99(4)*, 387-399.

Frappart F., Ramillien G., Biancamaria S., Mognard N.M., Cazenave A. (2006a). Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002-2004), Geophys. Res. Let., 33(2): L02501, doi:10.1029/2005GL024778.

Frappart F., Calmant S., Cauhopé M., Seyler F., Cazenave A. (2006b). Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin, *Remote Sens. Environ., 100(2)*, 252-264.

Frazier P., Page K., Louis J., Briggs S., Robertson A.I. (2003). Relating wetland inundation to river flow using Landsat TM data, *Int. J. Remote Sensing, 24 (19)*, 3755-3770.

Friborg, T., Soegaard H., Christensen T.R., Lloyd C.R., Panikov N.S. (2003). Siberian wetlands: Where a sink is a source, *Geophys. Res. Lett., 30(21)*, 2129, doi:10.1029/2003GL017797.

Fu L.L., Cazenave A. (2001). Satellite altimetry and Earth science, a handbook of techniques and applications, *Academic Press*, London, U.K.

Gao J., Lythe M.B. (1998). Effectiveness of the MCC method in detecting oceanic circulation patterns at a local scale from sequential AVHRR images, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 301-308.

Gardini B., Graf G., Ratier G. (1995). The instruments on ENVISAT, *Acta Astronautica, 37,* 301-311.

Grandi G. De, Mayaux P., Rauste Y., Rosenquvist A., Simard M., Saatchi S.S. (2000). The Global Rain Forest Mapping Project JERS-1 radar mosaic of tropical Africa: development and product characterization aspects, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 38 (5)*, 2218-2233.

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*, 1563-1568.

Guzkowska, M.A.J., Rapley, C.G., Ridley, J.K., Cudlip, W., Birkett, C.M. and Scott, R.F., 1990. Developments in Inland Water and Land Altimetry, ESA CR-7839/88/F/FL.

Hajj H.M., Nguyen T.Q., Chin R.T. (1996). On multi-scale feature detection using filter banks, *IEEE Trans. Sig. Proc., 1*, 70-74.

Hamilton S.K., Sippel S.J., Melack J.M. (1996). Innundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing, *Arch. Hydrobiol*, *137 (1)*, 1-23.

Hamilton S.K., Souza O.C.de, Couthino M.E. (1998). Dynamics of floodplain innundation in the alluvial fan of the Taquari River (Pantanal, Brazil), *Vehr. Internat. Verein. Limnol., 26*, 916-922.

Hamilton S.K. (1999). Potential effects of a major navigation project (Paraguay-Paraná hidrovía) on inundation in the Pantanal floodplains, *Regul. Rivers : Res. Mgmt., 15*, 289-299.

Hamilton S.K., Sippel S.J., Melack J.M. (2002). Comparison of innundation patterns among major South American floodplains, *J. Geophys. Res., 107 (D20)*, 10.129-10.143.

Han S.-C., Shum C.K., Braun A. (2005). High-resolution continental water storage recovery from low–low satellite-to-satellite tracking, *J. Geodynamics*, 39(1), 11-28.

Hayne G.S. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering, *IEEE Trans. Antennas Propagat., 28 (5)*, 687-692.

Hayashi M., van der Kamp G. (2000). Simple equations to represent the volume area depth relations of shallow wetlands in small topographic depressions, *Journal of Hydrology, 237,* 74-85.

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 Trans. Geosci. Remote Sensing, 33*, 896-904.

Hess L.L., Melack J.M., Novo E.M.L.M., Barbosa C.C.F., Gastil M. (2003). Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Remote Sens. Environ., 87 (4)*, 404-428.

Holben B.N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data, *Int. J. Remote Sensing, 7*, 1417-1434.

Hori H. (2000). The Mekong environment and development, the United Nations University, New York USA.

Hsieh J.W., Ko, M.T., Liao H.Y.M., Fan K.C. (1997). A new wavelet-based edge detector via constrained optimization, *Image and Vision Computing, 15*, 511-527.

Ilk K.H., Flury J., Rummel R., Schwintzer P., Bosch W., Haas C., Schröter J., Stammer D., Zahel W., Miller H., Dietrich R., Huybrechts P., Schmeling H., Wolf D., Riegger J., Bardossy A., Güntner A. (2005). Mass Transport and Mass Distribution in the Earth System - Contribution of the New Generation of Satellite Gravity and Altimetry Missions to Geosciences, Proposal for a German Priority Research Program, GOCE-Projektbüro Deutschland, Technische Universität München, GeoForschungsZentrum Potsdam, Second Edition, January 2005.

Interim Mekong Comitee (1988). Perspectives for Mekong Development. Revised indicative plan (1987) for the development of land, water and related resources of the lower Mekong basin. Committee report. Interim Committee for Coordination of Investigations of the lower Mekong Basin, Bangkok, Thailand.

Jensen J.R. (1999). Radar altimeter gate tracking: Theory and extension, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 37 (2)*, 651-658.

Junk W., Bayley P.B., Sparks R.E, 1989. The flood pulse concept in river floodplain systems, *in D.P. Dodge (Ed.) Proceedings of the International Large River Symposium. (LARS), Can. Spec. Pub. Fish. Aquat. Sci. 106,* 110-127.

Kamachi M. (1989). Advective surface velocities derived from sequential images for rotational flow field: limitations and applications of maximum cross-correlation method with rotational registration, *J. Geophys. Res., 94 (C12)*, 18,227-18,233.

Koblinsky C.J., Clarke R.T., Brenner A.C., Frey H. (1993). Measurement of river level variations with satellite altimetry, *Water Resour. Res., 29 (6),* 1839-1848.

Kosuth P., Cazenave A. (2002). Développement de l'altimétrie satellitaire radar pour le suivi hydrologique des plans d'eau continentaux : application au réseau hydrographique de l'Amazone, *Rapport d'activités 2000-2001, Projet PNTS 00/0031/INSU,* 39 pp.

Kouraev A., Sakharova E. A., Samain O., Mognard-Campbell N., Cazenave A. (2004). Ob' river discharge from Topex/Poseidon satellite altimetry, *Remote Sens. Environ., 93*, 238-245.

Krinner G., Viovy N., Noblet-Ducoudré N. de, Ogée J., Polcher J., Friedlingstein P., Ciais P., Sitch S., Prentice C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Change Biology, 19*, GB1015, doi: 10.1029/2003GB002199.

Laxon S. (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC, *Int. J. Remote Sensing, 15 (4)*, 915-924.

Le Favour G., Alsdorf D. (2005). Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model, *Geophys. Res. Lett., 32, L17404*, doi:10.1029/2005GL023836.

Legrésy 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*, 81 p.

Legrésy B., Rémy F. (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations, *J. Glaciol., 43 (144)*, 265-275.

Legrésy B., Rémy F. (1998). Using the temporal variability of the radar altimetric signal to map surface characteristics of the Antarctic ice sheet, *J. Glaciol., 44 (147)*, 197-206.

Legrésy B. (1998). Télédétection des calottes polaires par altimetrie satellitaire: application à la climatologie et au bilan de masse de l'Antarctique. *Thèse de l'Univ. Paul Sabatier, Toulouse,* 148 p.

Legrésy B., Papa F., Rémy F., Vinay G., Bosch M. van den, Zanife O.Z. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm, *Remote Sens. Environ., 95*, 150-163.

León J.G., Calmant S., Seyler F., Bonnet M-P., Cauhopé 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, *J. Hydro.*, In Press.

Leese J.A., Novak C.S., Clark B.B. (1971). An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation, *J. Appl. Meteorol., 10*, 118-132.

Le Traon, P.Y., Gaspar P., Bouyssel F., Makhmara H. (1995). Using Topex/Poseidon data to enhance ERS-1 data, *J. Atmos. Oceanic Technol., 12*, 161-170.

Liebmann B., Marengo J.A. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin, *J. Clim., 14*, 4308-4318.

Maheu C., Cazenave A., Mechoso C. R. (2003). Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry, *Geophys. Res. Let., 30 (3),* 1143-1146.

Mallat S. (1989). A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation, *IEEE Trans. Pattern Anal. Machine Intell., 11 (7)*, 674-693.

Mallat S., Hwang W.L. (1992). Singularity detection and processing with wavelets, *IEEE Trans. Inform. Theory, 38 (2)*, 617-643.

Mallat S., Zhong S. (1992). Characterization of signals from multiscale edges, *IEEE trans. Pattern Anal. Machine Intell., 14 (7)*, 710-732.

Marengo J.A., Tomasella J., Uvo C.R. (1998). Trends in streamflow and rainfall in tropical South America : Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru, *J. Geophys. Res. , 103 (D2)*, 1775-1783.

Marengo J.A., Liebmann B., Kousky V.E., Filizola, Wainer I.C. (2001). Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin, *J. Clim., 14*, 833-852.

Marsily G. de (1981), Hydrologie quantitative, *Ed. Masson, Paris, In French, ISBN: 2-225-75504-3*, 217 pp.

Marsily G. de (2005). Eaux continentales, *C. R. Geoscience, 337*, 1-2.

Matthews E., Fung I. (1987). Methane emissions from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, *Global Biogeochem. Cycles, 1*, 61-86.

Mauss S., Green C.G., Fairhead J.D. (1998). Improved ocean-geoid resolution from retracked ERS-1 satellite altimeter waveforms, *Geophys. J. Int., 134*, 243-253.

Meade R.H., Rayol J.M., Conceicão S.C. da, Natividade J.R.G. (1991). Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil, *Environ. Geol. Water Sci., 18 (2)*, 105-114.

Mekong River Commission, United Nations Environment Program (1997). Mekong River Basin diagnostic study. Final report. Mekong River Commission (MRC), Pnomh Penh, Cambodia.

Mercier F. (2001). Altimétrie spatiale sur les eaux continentales: apport des missions TOPEX/POSEIDON et ERS-1&2 à l'étude des lacs, mers intérieures et basins fluviaux, *Thèse de l'Université Paul Sabatier*, 240 p.

Mercier F. Cazenave A., Maheu C. (2002). Interrannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon : connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian Ocean*, Global and Planetary Changes, 32,* 141-163.

Mertes L.A.K., Daniel D.L., Melack J.M., Nelson B., Martinelli L.A., Forsberg B.R. (1995). Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from remote sensing perspective, *Geomorphology, 13*, 215-232.

Mertes L.AK., Dunne T., Martinelli L.A. (1996). Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil, *Geological Society of America Bulletin, 108 (9)*, 1089-1107.

Mertes L.A.K. (1997). Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains. *Water Resour. Res., 33 (7)*, 1749-1762.

Miller L.S. (1979). Topographic and backscatter characteristics of Geos 3 overland data, *J. Geophys. Res,* 4045-4054.

Milly P. C. D., Shmakin, A.B. (2002). Global modeling of land water and energy balances: 1.The Land Dynamics (LaD) model*, J. of Hydrometeorology, 3*, 283-299.

Mognard N. M., Josberger E. G. (2002). Northern Great Plains 1996-1997 seasonal evolution of snowpack from satellite passive microwave measurements, *Ann. Glaciol., 34*, 15-23.

Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents, *In L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement, IAHS Publ. 238*, 209-222.

Molinier M., Guyot J.L., Callède J., Guimarães V., Oliveira E., Filizola N. (1997). Hydrologie du bassin amazonien, *In Environnement et développement en Amazonie brésilienne, Théry H. (ed.), Publ. Belin, Paris*, 24-41.

Monteith J. L. (1963). Gas exchange in plant communities*, Environmental Control of Plant Growth, L. T. Evans, Ed. Academic Press*, 95-112.

Morris C.S., Gill S.K. (1994a). Variation of Great Lakes water levels derived from Geosat altimetry, *Water Resour. Res., 30(4)*, 1009-1017.

Morris C.S., Gill, S.K. (1994b). Evaluation of the TOPEX/POSEIDON altimeter system over the Great Lakes, *J. Gephys. Res., 99(C12)*, 24,527-24,539.

Mounier S., Benedetti M., Benaim J.Y., Boulègue J. (2002). Organic matter size dynamics in the Amazon river, *In Ecohydrology of South American Rivers and Wetlands, IAHS special publication N°6.*

Niedermeier A., Romaneßen E., Lenher S. (2000). Detection of coastlines in SAR images using wavelet methods, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 38 (5)*, 2270-2281.

Ninnis R.M., Emery W.J., Collins M.J. (1986). Automated extraction of pack ice motion from Advanced Very High Resolution Radiometer Imagery, *J. Geophys. Res., 91 (C9)*, 10,725-10,724.

Nuth V., Pulliam J., Wilson C. (2002). Migration of radar altimeter waveform data, *Geophys. Res. Let., 29 (10),*10.129-10.133.

Oki T., Sud Y.C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) - A global river channel network. *Earth Interactions*, *2 (1)*, 1-37.

Oliveira Campos I . de, 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, *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 333,* 1-11.

Panagoulia D., Dimou G. (1997). Sensitivity of Flood Events to Global Climate Change, *J. Hydro.*, *191*, 208-222.

Papa F. (2003). Nouvelles applications scientifiques des missions altimétriques pour l'étude des océans et des terres émergées, *Thèse de l'Université Paul Sabatier*, 220 p.

Papa F., Legrésy B., Rémy F. (2003). Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces, *Remote Sens. Environ., 87,* 136-147.

Perrier A., Tuzet A . (2005). Le cycle de l'eau et les activités au sein de l'espace rural, *C. R. Geoscience, 337*, 39-56.

Planton S., Déqué M., Douville H., Spagnoli B. (2005). Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique, C. R. Geoscience, 337, 193-202.

Ponchaut F., Cazenave A. (1998). Continental lake level variations from Topex/Poseidon (1993-1996), *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 326,* 13-20.

Press W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery, Numerical recipes in C, *Cambridge University Press, Cambridge UK*, pp. 994.

Priestnall G., Jaafar J., Duncan A. (2000). Extracting urban features from LIDAR-derived digital surface models. *Computers, Environment and Urban Systems, 24*, 65-78.

Quinquis A. (1998). A few practical applications of wavelet packets, *Digital Signal Processing, 8*, 49-60.

Rabus, B., Eineder M., Roth A., Bamler R. (2003). The shuttle radar topography mission- a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *Photogramm. Eng. Rem. Sens., 57*, 241-262.

Ramillien G. (2002). Gravity/magnetic potential of uneven shell topography, *J. of Geodesy, 76, 3, ISSN: 0949-7714*, 139-149.

Ramillien G., Cazenave A., Brunau O. (2004). Global time-variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry, *Geohys. J. Int, 158*, 813-826.

Ramillien G., Cazenave A., Reigber C., Schmidt R., Schwintzer P. (2005a). Recovery of global time variations of surface water mass by GRACE geoid inversion, IAG *meeting Proceedings, Springer-Verlag*, Porto, Portugal.

Ramillien G., Frappart F., Cazenave A., Güntner A. (2005b). Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *235*, 283-301.

Rao V.B., Calvacanti I.F.A., Hada K. (1996). Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor, *J. Geophys. Res., 101 (D21)*, 26,539-26,551.

Reigber C., Schmidt R., Flechtner F., König R., Meyer U., Neumayer K.H., Schwintzer P., Zhu S.Y. (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S, *Journal of Geodynamics, 39 (1)*, 1-10.

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, *J. Glaciol., 35*, 98-107.

Rémy F., Brossier C., Minster J.F. (1990). Intensity of a radar altimeter over continental ice sheets. A potential measurement of surface katabatic wind intensity. *J. Glaciol., 36*, 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, *Int. J. Geophys., 139*, 645-649.

Richards J. A., Sun G.Q., Simonetti D.S. (1987). L-band radar backscatter modeling of forest stands, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 25*, 487-498.

Richey J.E., Mertes L.AK., Dunne T., Victoria R.L., Forsberg B.R., Tancredi E.C.N.S., Oliveira E. (1989). Sources and routing of the Amazon river flood wave, *Global Biogeochemical Cycles, 3 (3)*, 191-204.

Richey J.E., Nobre C., Deser C. (1989). Amazon river discharge and climate variability : 1903 to 1985, *Science, 246*, 101-102.

Richey J.E., Melack J.M., Aufdenkampfe A.K., Ballester V.M., Hess L.L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO2, *Nature,* 617, doi:10.1038/416617a.

Ridley J.K., Partington K.C. (1988). A model of satellite radar altimeter return from ice sheets, *Int. J. Remote Sensing*, *9 (4)*, 601-624.

Robertson A.W., Mechoso C.R. (1997). Interrannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America, *J. Climate, 11,* 2570-2581.

Robertson A.W., Mechoso C.R. (2000). Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone, *Mon. Wea. Rev., 128*, 2947-2957.

Robertson A.W., Mechoso C.R., Garcia N.O. (2001). Interannual prediction of the Paraná river, *Geophys. Res. Lett.*, *28,* 4235-4238.

Roca M., Francis R., Font J., Rius A., Cardellach E., Schuler T., Hein G., Lefèvre F., Durandeu J., Le Traon P-Y., Bouzinac C., Gomis D., Ruiz S. Marcos M., Montserrat S., Scharoo R., Doornbos E., Richter A., Liebsch G., Dietrich R., Martellucci A. (2002). RA-2 absolute range calibration, *Proc. of Envisat Validation Workshop, Frascati, Italy, 9-13 December 2002 (ESA SP-531, August 2003)*.

Rosenqvist A., Shimada M., Chapman B., Freeman A., Grandi G. de, Saatchi S., Raustet Y. (2000). The Global Rain Forest Mapping project – a review, *Int. J. Remote Sensing, 21 (6 &7)*, 1375-1387.

Rodell M., Famiglietti J.S. (1999). Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field, *Water Resources Res., 35 (9)*, 2705-2723.
Rodell M. et al. (2004a). The Global Land Data Assimilation System, Bull. *Am. Meteorol. Soc., 85*, 381-394.

Rodell M., Famiglietti J.S., Chen J., Seneviratne S.I., Viterbo P., Holl S., Wilson C.R. (2004b). Basin scale estimate of evapotranspiration using GRACE and other observations, *Geophys. Res. Lett., 31*, L20504, doi: 10.1029/2004GL020873.

Rodriguez E., Chapman B. (1989). Extracting ocean surface information from altimeter returns : the deconvolution method, *J. Geophys. Res., 94 (C7)*, 9,761-9,778.

Rosenqvist A., Shimada M., Chapman B., Freeman A., Grandi G. de, Saatchi S., Raustet Y. (2000). The Global Rain Forest Mapping project – a review, *Int. J. Remote Sensing, 21 (6 &7)*, 1375-1387.

Rosnay P. de, Polcher J. (1998). Modeling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM, *Hydrology and Earth System Sciences, 2(2-3)*, 239-256.

Rudolf, B., Hauschild H., Rueth W., Schneider U.(1994). Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. In: Global Precipitations and Climate Change (Ed. M. Desbois, F. Desalmond), *NATO ASI Series I, Vol. 26, Springer-Verlag*, p. 173-186.

Rudolf, B., Fuchs T., Schneider U., Meyer-Christoffer, A. (2003). Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), *Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.*, pp. 16.

Saatchi S. S., Nelson B., Podest E., Holt J. (2000). Mapping Land-cover types in the Amazon Basin using 1 km J-ERS-1 mosaic, *Int. J. Remote Sensing, 21 (6&7),* 1201-1234.

Scharoo R. (2002). A decade of ERS satellite orbits and altimetry, *PhD Thesis, Delft Univ. of Technology*, 195 pp.

Schmidt R., Flechtner F., Reigber Ch., Schwintzer P., Gunter A., Doll P., Ramillien G., Cazenave A., Petrovic S., Jochman H. and Wunsch J. (2005). GRACE observations of changes in continental water storage, *Global and Planetary Change*.

Shindell D.T., Walter B.P., Faluvegi G. (2004). Impacts of climate change on methane emissions from wetlands, *Geophys. Res. Let., 31*, L21202, doi:10.129/2004GL021009.

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, *Int. J. Remote Sens., 19*, 3055-3074.

Siqueira P., Hensley S., Shaffer S., Hess L., McGarragh G., Chapman B., Freeamn A. (2000). A continental-scale mosaic of the Amazon basin, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 38 (6)*, 2638-2644.

Sitch S.I., Prentice I., Smith B., Cramer W., Kaplan J., Lucht W., Sykes M., Thonicke K., Venevsky S. (2000). LPJ - a coupled model of vegetation dynamics and terrestrial carbon cycle, *S. Sitch, The role of vegetation dynamics in the control of atmospheric CO_2 content, Dissertation*, Lund University Sweden.

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 Resour. Res., 31 (5)*, 1325-1329.

Smith L.C., Isacks B.L., Bloom A.L., Murray A.B. (1996). Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar imagery: potential application to ungauged basins, *Water Resour. Res., 32 (7)*, 2031-2034.

Smith L.C. (1997). Satellite remote sensing of river innundation area, stage and discharge: a review, *Hydrol. Process., 11*, 1427-1439.

Sternberg H. (1975). The Amazon River of Brazil, *Geographische Zeitschrif*, 1-74.

Swenson S., Wahr J., Milly P.C.D. (2003). Estimated accuracies of regional water storage variations inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), *Water Resour. Res., 39(8), 1223*, doi:10.1029/2002WR001808.

Tapley B.D., Born G.H., Parke M.E. (1982). The Seasat altimeter data and its accuracy assessment, *J. Geophys. Res. , 87*, 3179-3188.

Tapley B.D., Reigber Ch. (2001). The GRACE mission : status and future plans*, EOS Trans. AGU, 82(47), Fall Meet. Suppl.*, G41G02.

Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M., Reigber C. (2004a). The Gravity Recovery and Climate Experiment : Mission overview and Early results, *Geophys. Res. Lett., 31, L09607*, doi:10.1029/2004GL019920.

Tapley B.D., Bettadpur S., Ries J.C., Thompson P.F., Watkins M. (2004b). GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science, 305*, 503-505.

Tokmakian R.T., Challenor P.G., Guymer T.H., Srokosz M.A. (1994). The U.K. EODC ERS-1 altimeter oceans processing scheme, *Int. J. Remote Sensing*, *15 (4)*, 939-962.

Torrésani B. (1995). Analyse continue par ondelettes, *Coll. Savoirs actuels, Inter Editions/CNRS Editions*, 240 pp.

Toumazou V., Crétaux J.F. (2001). Using a Lanczos eigensolver in the computation of Empirical Orthogonal Functions, *Monthly Weather Review, 129 (5)*, 1243-1250, doi: 10.1175/1520-0493.

Townsend P.A., Walsh S.J. (1998). Modelling floodplain inundation using an integrated GIS with radar and optical remote sensing, *Geomorphology, 21*, 295-312.

Townsend P.A., Foster J.R. (2002). A synthetic aperture radar – based model to assess historical changes in lowland hydroperiod, *Water Resour. Res., 38 (7),* W1115, doi:10.129/2001WR001046.

Töyrä J., Pietroniro A., Martz L.W. (2001). Multisensor hydrologic assessment of a freshwater wetland, *Remote Sens. Environ., 75*, 162-173.

Touboul P.E., Willemenot E., Foulon B., Josselin V. (1999). Accelerometers for CHAMP, GRACE and GOCE space missions: synergy and evolution, *Boll. Geof. Teor. Appl., 40*, 321-327.

Tucker C.J. (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation, *Remote Sens. Env., 8*, 127-150.

Usachev V.F. (1983). Evaluation of flood plain inundations by remote sensing methods, *Proceedings of the Hamburg Symposium, IAHS pub.*, *145*, 475-482.

Verant S., Laval K., Polcher J., Castro M. (2004). Sensitivity of the continental hydrological cycle to spatial resolution over the Iberian Peninsula*, J. of Hydrometeo., 5 (2)*, 267-285.

Viovy N., Arino O., Belward A.S. (1992). The Best Index Slope Extraction (BISE): A method for reducing noise in NDVI time-series, *Int. J. Remote Sensing, 13 (8)*, 1585-1590.

Viovy N. (1996). Interannuality and CO_2 sensitivity of the SECHIBA-BG coupled SVAT-BGC model, *Phys. Chem. Earth, 21*, 489-497.

Vörösmarty C.J., Willmott C.J., Choudhury B.J., Schloss A.L., Stearns T.K., Robeson S.M., Dorman. T.J. (1996). Analyzing the discharge regime of a large tropical river through remote sensing, ground-based climatic data, and modeling, *Water Resources Research, 32*, 3137-3150.

Wahr J. (1985). Deformation of the Earth induced by polar motion, *J. Geophys. Res., 90(B11)*, 9363-9368.

Wahr J., Molenaar M. (1998). Time variability of the Earth's gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res., 103 (B12)*, 30,205-30,229.

Wahr, J., Swenson S., Zlotnicki V., Velicogna I. (2004). Time-variable gravity from GRACE : first results, *Geophys. Res. Lett., 31, L11501*, doi:10.1029/2004GL019779.

Wang Y., Hess L.L., Filoso S., Melack J.M. (1995). Understanding the radar backscattering from flooded and non-flooded Amazonian forests: Results from canopy backscatter modelling, *Remote Sens. Environ., 54*, 324-332.

Ward A., et al. (2002). GRACE Mission*, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland (NP-2002-2-427-GSFC)*, pp. 20.

Watkins M., Bettadpur S. (2000). The GRACE mission: challenges of using micro-level satellite-to-satellite ranging to measure the Eart's gravity field, *Proc. Int. Symposium on Space Dynamics*, Biarritz, France, 26-30 June 2000, Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).

Wehr T., Attema E. (2001). Geophysical validation of ENVISAT data products, *Adv. Space Res., 28 (1),* 83-91.

Whiting G.J., Chanton J.P. (2001). Greenhouse Carbon Balance of Wetlands: Methane Emission versus Carbon Sequestration, *Tellus B, 53*, 521-528.

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*, 1339-1344.

Xiao X., Boles S., Liu J., Zhuang D., Liu M. (2002). Characterization of forest type in northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data, *Remote Sens. Env., 82*, 335-348.

Yang J., Park S.T. (2003). An anti-aliasing algorithm for discrete wavelet transform, *Mechanical Systems and Signal Processing*, *17 (5)*, 945-954.

Zaprowski B. J., Pazzaglia F.J., Evenson E.B. (2005). Climatic influences on profile concavity and river incision, *J. Geophys. Res., 110, F03004*, doi:10.1029/2004JF000138.

Zelli C. (1999). ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter : Instrument design and pre-launch performance assessment review, *Acta Astronautica, 44,* 323-333.

Zhang L., Bao P. (2002). A wavelet-based edge detection method by scale multiplication, *IEEE Trans.* , 501-504.

Zieger A.R., Hancock D.W., Hayne G.S., Purdy C.L. (1991). NASA radar altimeter for the TOPEX/POSEIDON project, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 79 (6),* 810-826.

Zwally H.J., Brenner A.C., Major J.A., Bindschadler R.A., Marsh J. (1989). Growth of Greenland ice sheet : Measurement, *Science, 246*, 1587-1589.

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, 34*, 405-445.

Annexe 1 : Campagne de mesures de novembre 2003 sur le Rio Branco (Amazonie), Brésil

RAPPORT DE MISSION

BRANCO

3 Novembre –23 Novembre 2003

Mission Branco Novembre 2003

Participants

Carlos Alberto Corrêa e Castro Junior IBGE Programme GPS + Gravimétrie (C)*
Benedito Antonio Guimarães Junior IBGE Programme GPS + Gravimétrie (B)*
Sebastião Rodrigues Bezerra CPRM Programme nivellement des stations + GPS (S)*
Stéphane Calmant Programme GPS (SC)*
Frédéric Cristophoul Programme Géologie + GPS (FC)*
Frédéric Frappart Programme Forme d'onde + GPS (FF)*
Pascal Fraizy Programme ADCP (PF)*
Frédérique Seyler Coordinatrice de la mission (FS)*
* : *Initiales utilisées pour les tableaux chronogramme*

Objectifs généraux de la mission

Pour améliorer notre connaissance des processus de transport et de remaniement sédimentaire qui ont lieu dans la plaine amazonienne sous le contrôle de la variabilité climatique et des mouvements structuraux récents, la modélisation hydrodynamique du fleuve est un pré-requis indispensable à la modélisation des flux particulaires et dissous. La relation entre la forme du réseau et son fonctionnement dominant (transport/remaniement ou dépôt) peut permettre de quantifier sa capacité de transport ou de sédimentation, par la mesure des paramètres de formes du cours mineur, la détermination spatio-temporelle de l'extension des zones inondées et leurs relations invariantes avec la géomorphologie et la tectonique actuelle.

Un certain nombre d'avancées récentes dans l'acquisition et le traitement de données spatiales permet d'envisager de réaliser un grand nombre de ces mesures et observations en utilisant des outils satellitaires divers et complémentaires. L'objectif général de la mission est donc de proposer une méthodologie de calibration et de validation des mesures spatiales par des mesures in-situ, permettant de tirer profit de ces mesures spatiales dans une approche intégrée.

Objectifs particuliers
Volet géodésique

✍ rattachement / nivellement des stations du réseau limnigraphique et des « stations virtuelles » altimétriques en GPS statique

✍ profils de hauteur des cours d'eau par GPS cinématique (bouée GPS sur bateau ou tractée)

✍ en certains points, profils de profondeur du lit majeur par échosondeur

En outre, sur la proposition du Professeur D. Blitzkow en association avec l'IBGE a été effectuée au cours de cette mission une densification des points de mesure gravimétrique (pour associer les anomalies de Bouguer existant sur le Rio Negro et ainsi améliorer le modèle de géoïde dans la région). Cette partie de la mission fait l'objet d'un rapport séparé établi par l'ingénieur Carlos Alberto Corrêa e Castro Junior.

Description détaillée des opérations effectuées :

Le matériel nécessité pour cette opération a consisté en 4 lots GPS : récepteurs bi-fréquences 12 canaux + antenne anti-reflexion (3 de ces récepteurs sont amenés par le programme Hybam et le quatrième est fourni par l'IBGE). La procédure a été la suivante:

Les deux stations fixes qui ont servi de base pour toute la campagne sont Manaus et Caracarai. A Manaus à notre arrivée, la station ne fonctionnait pas et il a fallu la remettre en service. Castro Jr et SC ont laissé sur place l'antenne du lot GPS de l'IBGE. L'IBGE de Rio nous a envoyé en urgence une autre antenne que nous avons recupérée à Boa Vista. La station

de Caracarai (un des lots GPS du programme Hybam) a été installée lors de notre arrivée chez l'observateur du réseau de l'ORE Hybam. Elle a été surveillée et vidée périodiquement pendant les deux jours de notre séjour à Caracarai, puis laissée en fonctionnement pour le reste de la mission. L'observateur a été formé pour son démontage, et elle a été ramenée par la route à Manaus avant notre départ par le personnel de la CPRM. Deux lots GPS (1 Hybam et la'autre IBGE) ont été utilisés comme stations de référence mobiles pour travailler en mode GPS différentiel. Les deux stations ont été déplacées alternativement le long du cours du Rio Branco, afin que l'une serve de référence pendant que l'autre etait déplacée (par une pirogue motorisée rapide) sur le tronçon suivant (pour éviter que la précision ne se dégrade trop avec l'allongement de la ligne de base entre le récepteur et le mobile, la distance devant rester inférieure à 50km).

Le quatrième récepteur -le mobile- a été installé sur le bateau à marche lente ou en certains points sur une bouée tractée par l'une des pirogues pour réaliser le profil altimétrique le long du cours d'eau ou sous les points de croisement avec les traces satellites.

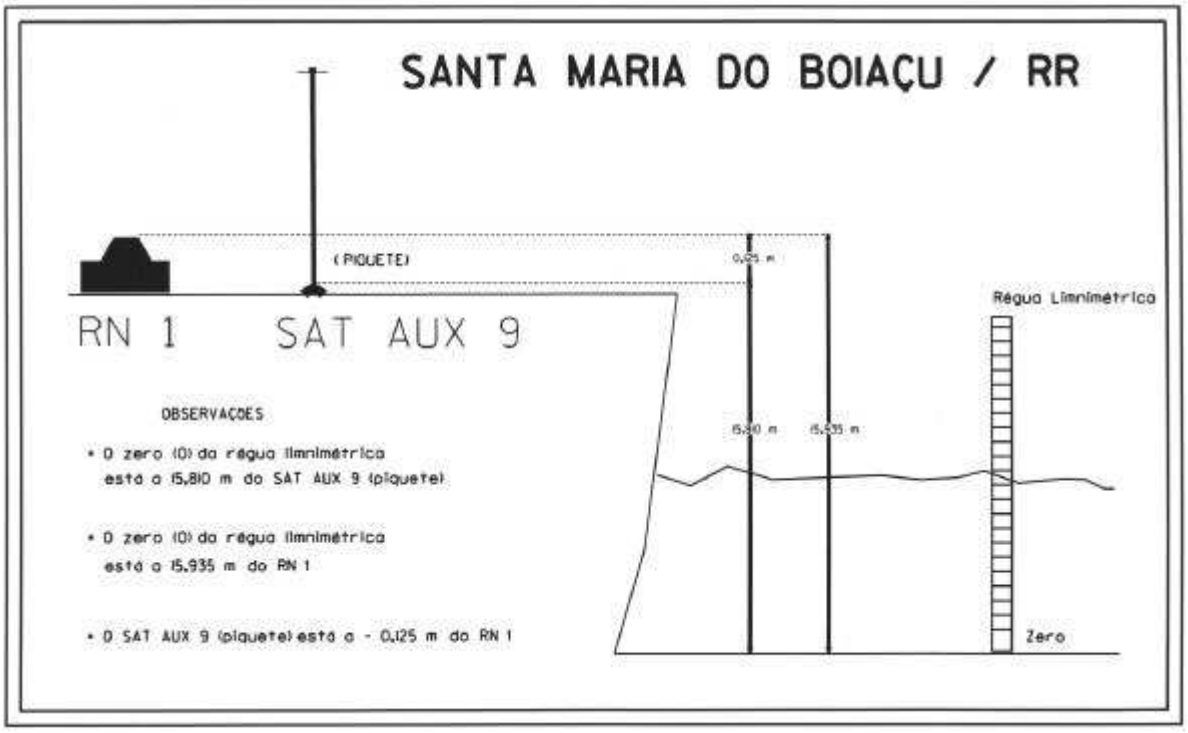
La position des bases de Manaus et Caracarai sera calculée relativement au réseau de C-GPS mis en œuvre par l'IBGE en Amazonie et en s'appuyant sur les station ITRF d'Amérique du Sud.

Les calcul de rattachement entre les bases (Manaus et Caracarai) et les bases temporaires sera fait en mode statique.

Le calcul entre les bases temporaires et le mobile sera fait en mode cinématique.

Les résultats de ces différents calculs devrait être obtenu fin Avril 2004.

Le nivellement des stations limnimétriques a été fait par nivellement optique entre l'échelle de la station et la station temporaire GPS.



Objectifs particuliers
Volet Forme d'onde

La mesure radar altimétrique est souvent manquante en basses eaux. La cause du rejet des mesures par l'algorithme de bord ou algorithme de « tracking » est encore mal connue. Pourtant, il serait essentiel de mieux connaître ces situations de basses eaux afin d'améliorer les algorithmes. C'est l'un des objectifs de la thèse en cours de Frédéric Frappart sous la direction conjointe d'Anny Cazenave du Legos et de Frédérique Seyler IRD/LMTG.
La trace Topex et maintenant Jason (trace 141) longe le Rio Branco sur une partie de son cours et des observations ont été faites à chaque point de la trace repéré par positionnement GPS afin de faire un catalogue des états de surface, du pourcentage d'eau dans la cible, et de l'état du mélande eau/végétation/bancs de sable en basses eaux, afin de pouvoir établir une classification des différentes formes d'onde en fonction des caractéristiques de la cible.

Objectifs particuliers
Volet Géologique

Ce volet a concerné les observations et les relevés visant à caractériser les relations entre le tracé du cours d'eau (direction du cours mineur, des différents affluents, rupture de la pente de la ligne d'eau, forme et relations des zones inondées avec le cours principal) et les caractéristiques géologiques et géomorphologiques régionales.

Les affleurements rocheux ont été recherchés et observés le long de la route entre Manaus et Caracarai, puis ensuite le long du cours d'eau. Ces affleurements ont été décrits macroscopiquement et leur position relevée (GPS),

Objectifs particuliers
Volet hydrologique

Ont été enregistrées au cours de cette mission des coupes transversales du lit majeur par sondeur ADCP à chaque station limnimétrique, aux intersections avec les traces, et de manière systématique le long du cours d'eau pour couplage avec le profil en long réalisé par GPS mobile.

Financement :

La mission a été financée grâce à
- l'ORE Hybam
- le PNRH ECCO
- l'ACI « Observation de la terre »
- l' IRD (UMR LMTG, et représentation IRD à Brasilia)
- le CAPES COFECUB

Le matériel GPS était en partie ORE Hybam, en partie IBGE. L'ADCP a été empruntée à la CPRM. Le matériel pour le nivellement des stations était IBGE.
Le professeur Blitzkow (USP) a financé le voyage et les frais de mission de Benedito Antonio Guimarães Junior, facilité l'ensemble de la mission, et il est venu a Brasilia pour participer à la première réunion logistique qui s'est tenue le 4 à la représentation IRD.
Eurides de Oliveira (ANA) a accompagné la fin de notre mission a Manaus et organisé les contacts avec la CPRM sur financement ANA
Enfin, Air France nous a gracieusement offert 25 kg d'excédent de bagage

Chronogramme

03/11/03 : ArrivéeBrasilia

04/11/03 : Réunion IRD avec Pr Blitzkow, Castro Jr, Benedict
planning de la mission, révision de le logistique, demande à IBGE du matériel manquant, prévisions pour les points gravimétrie
Départ de Benedict pour Manaus
AM : test des GPS ; pb de fonctionnement sur les Htech

05/11/03 : Réunion ANA
planning de la mission
Révision des objectifs
AM : arrivée Frédéric Cristophoul
Fin des tests des GPS OK a 19h

06/11/03 : départ Manaus
AM pb Policia Federal pour arrivée Pascal Fraizy par Tabatinga
Castro+Stephane IBGE pour réparation station Manaus
Installation antenne du trimble IBGE a Manaus

07/11/03 : matin CPRM pour aller chercher les ADCP. La 1200 n'est pas là; Nous prenons seulement la 600 et trois cables.
Achat de 5 batteries et divers matériels de terrain
Castro et Stephane IBGE pour vérifier le bon fonctionnement de la station
départ Caracarai 12:30; arrivée 22h

08/11/08 : Installation de la base GPS de Caracarai (CRC1)
Départ pour Boa Vista
Arrivée Boa Vista 12 :00
Jaugeage station Boa Vista (problème d'alimentation du cable résolu par l'achat de 2 batteries supplémentaires)
Essais de bouée GPS dynamique
Relevé GPS de la station

09/11/03 : Retour Caracarai
Observations géologiques à Mucajai
Reconnaissance du chemin pour rejoindre l'amont de la chute du Bom Querer
AM : Frédéric Cristophoul + Frédéric Frappart + Sebastiao Observations formes d'onde + Observations géologiques (voir points fig. 1)
20 :00 Apprentissage du démontage de la station base Caracai pour l'observateur de la station hydrographique (Jorginho) et vidage des données

10/11/03 :Amont de la chute :
Jaugeage de la chute en amont du Bem Querer à environ 25 km en amont
Mesures bouée dynamique en amont de la chute
Observation géologique au niveau de la chute
Aval de la chute :
2 jaugeages
Trajet de bouée dynamique

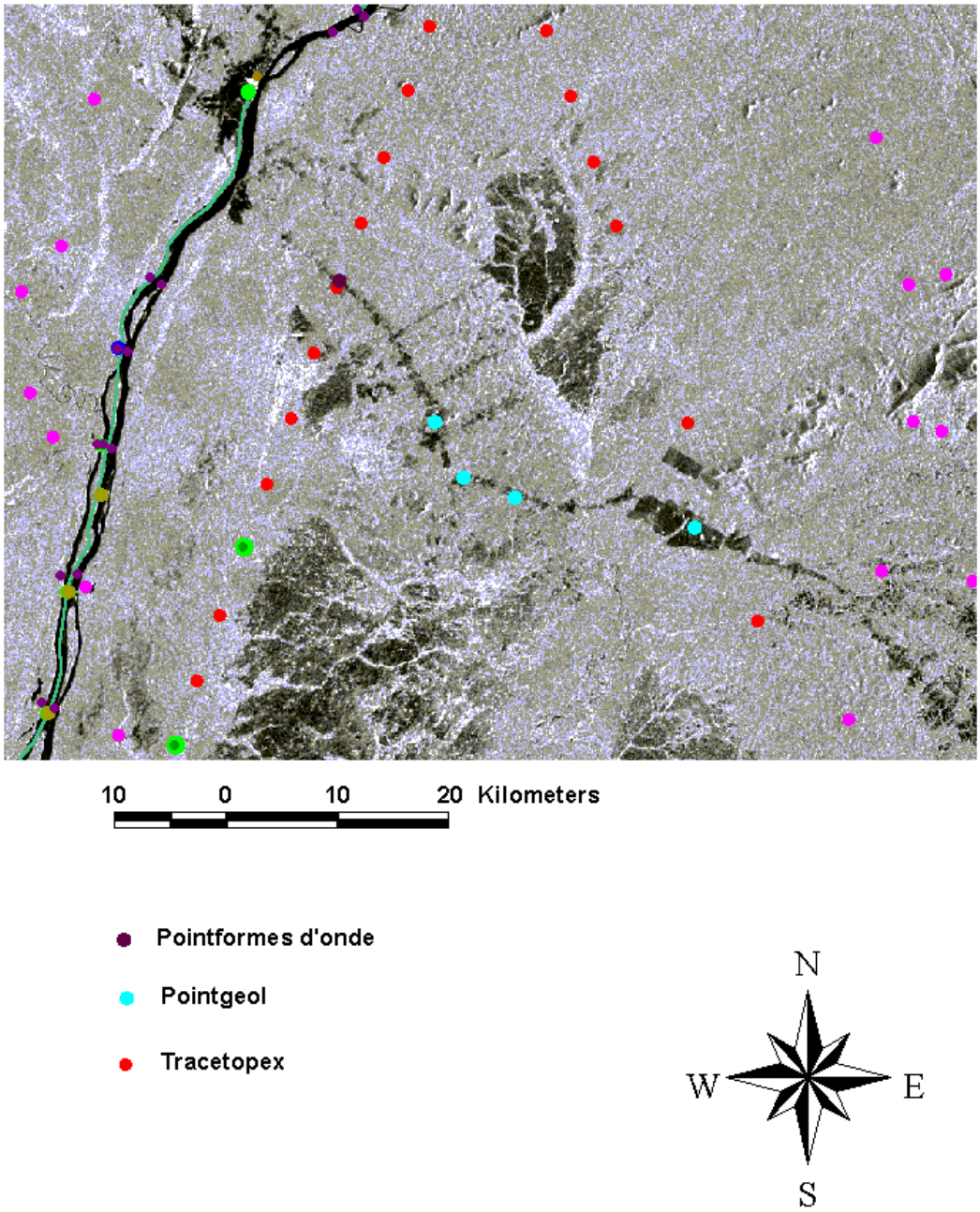


Figure 1 : Observations géologiques et forme d'onde sur la route de Caracarai

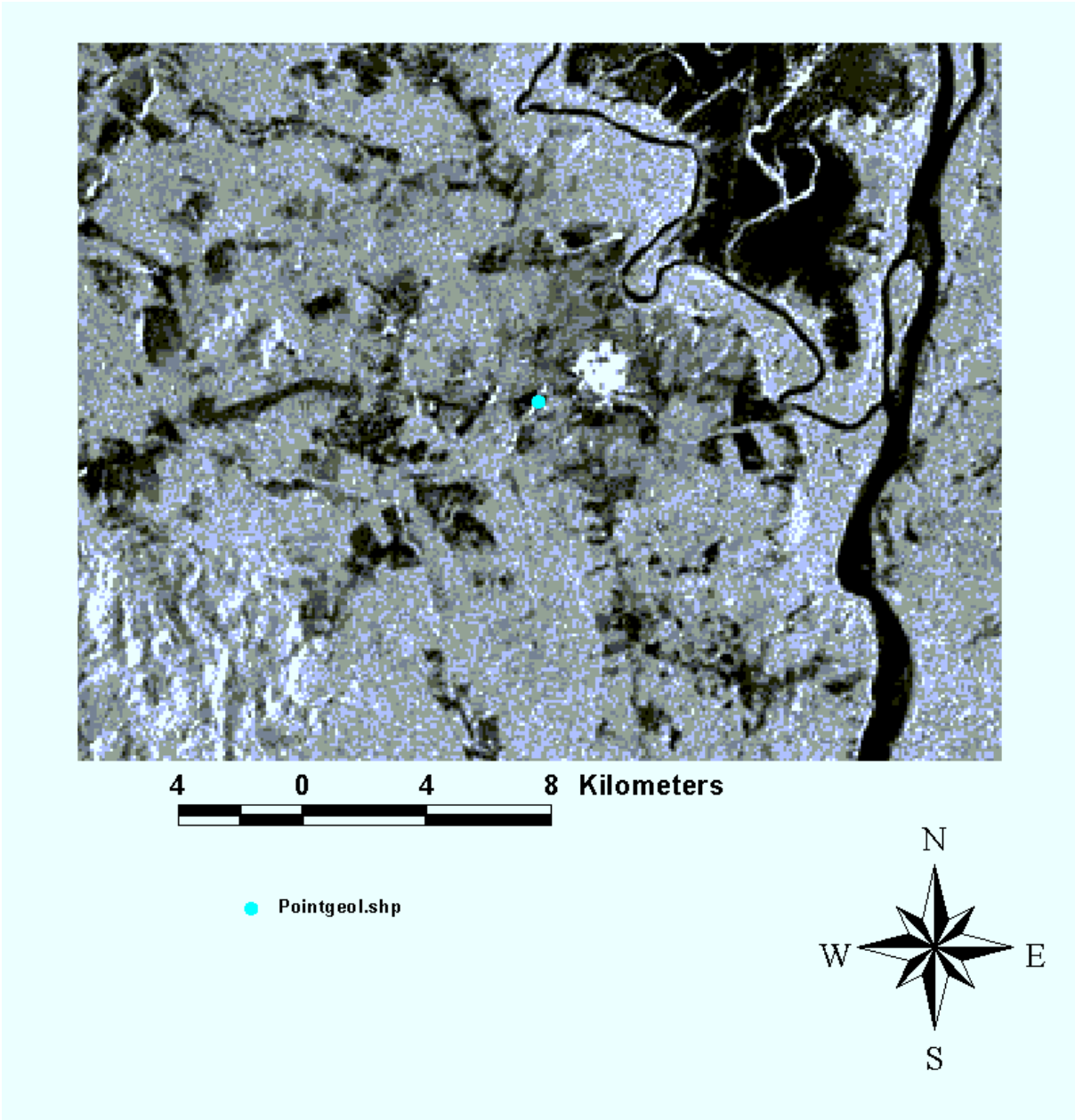


Figure 2 : Observation géologique près de Mucajai

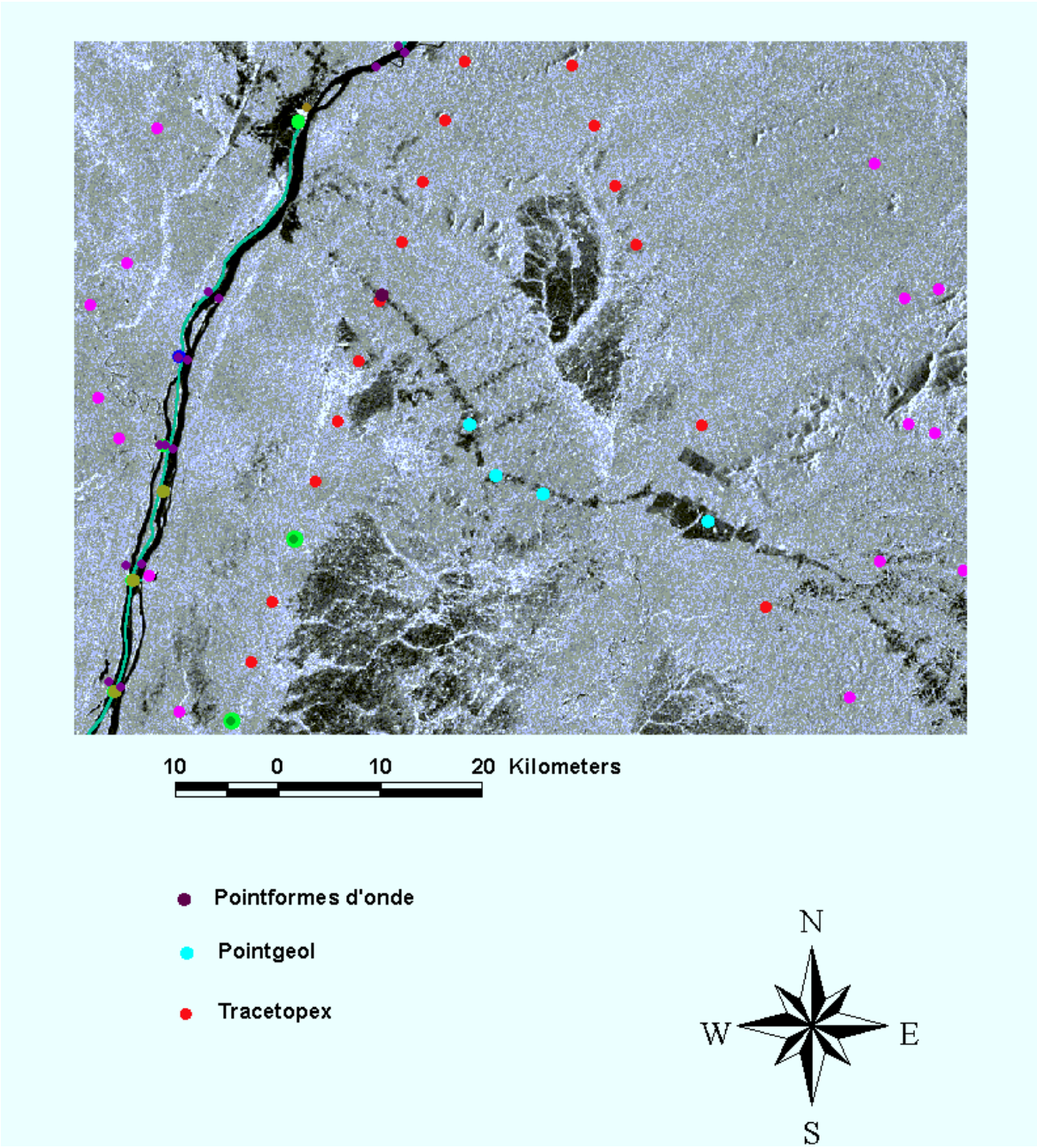
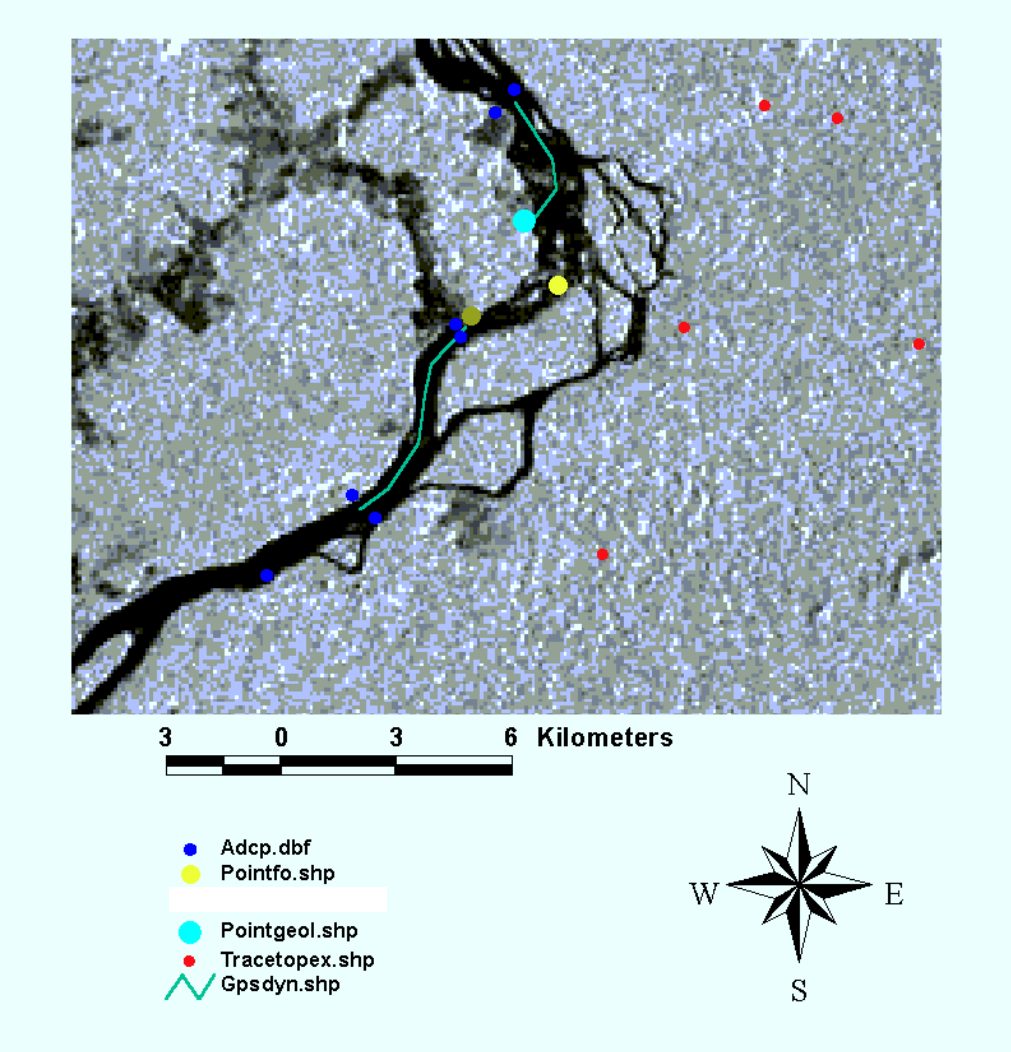
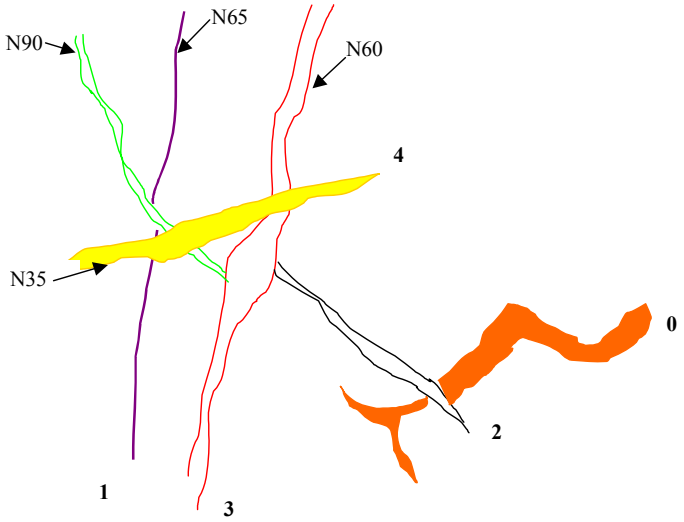


Figure 3 : Observations géologiques et forme d'onde sur la route de Caracarai





0 :Filon à gros feldspaths déformés
1 : Filon de quartz
2 : Filon pegmatitique à gros cristaux
3 : Filon de quartz à lits de mica
4 : Fente d'extension remplie de quartz
Dans encaissant de schiste – direction de la foliation N60°
Figure 4 : Travaux effectués sur la chute du Bom Querer et observation géologique

16 :17 : Calibration de la hauteur de l'antenne postée sur le bateau (Trimble) par rapport à la hauteur de l'eau (CAL1)
10 au soir nouveau transfert des données de la station GPS de Caracarai (CRC1)
La station doit enregistrer jusqu'au 16 ou au 17/11, date à laquelle un employé de la CPRM doit rejoindre Manaus en emportant la station.

Debriefing, mise au propre des données recueillies jusqu'à présent et dernières mises au point au programme de la descente du Branco.

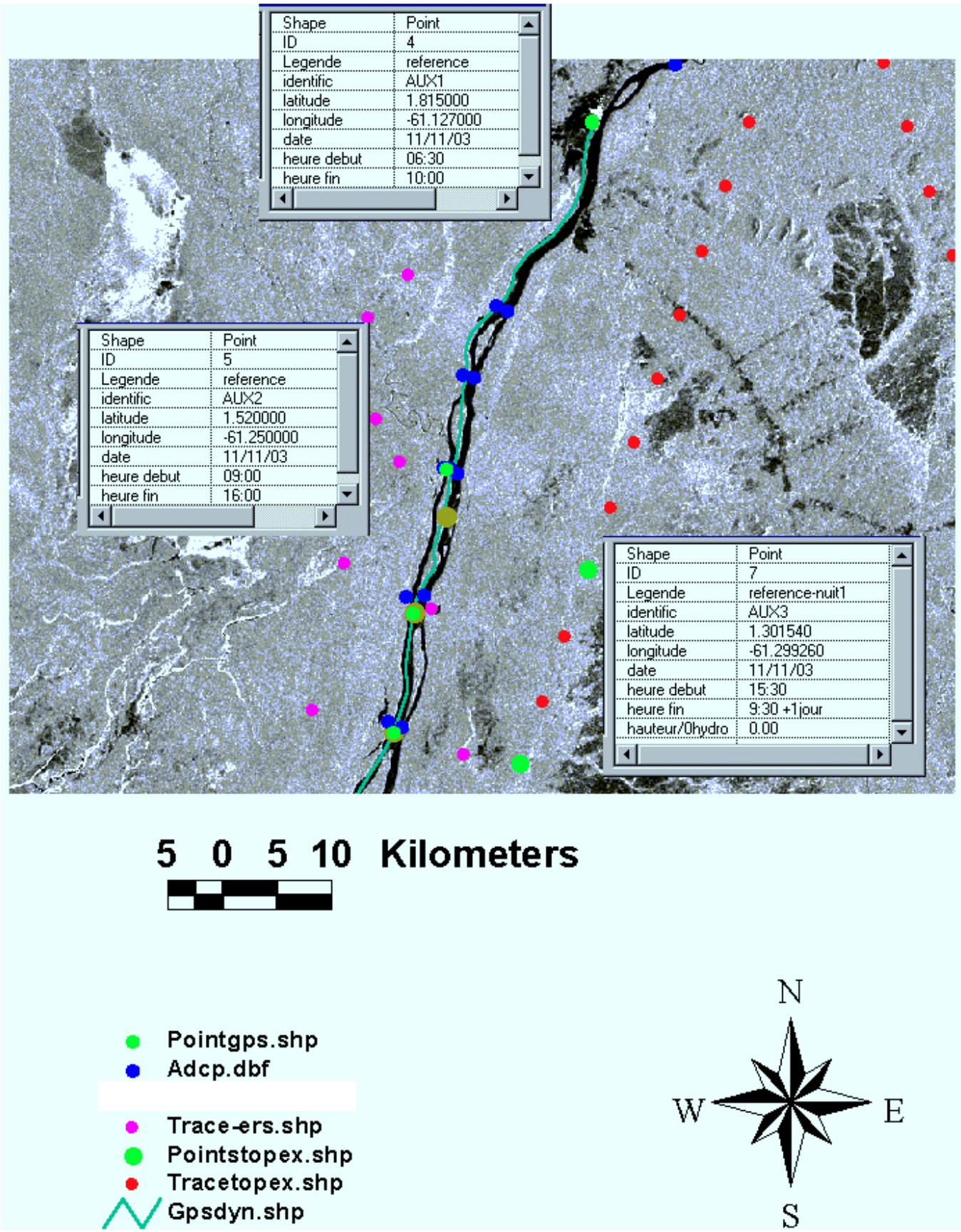
11/11/03 :

Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
5 :30	FC+FF+ SC Installation de la station de référence (2ème Htech) à 1s AUX1 à proximité de la base Caracarai			5 :30	C Photos et croquis de la position de l'antenne en CRC1
6 :00	FC+FF Veille de AUX1	6 :00	SC+S+FS Commence la descente, avec l'antenne du Trimble en réception dynamique 		C Relevé gravimétrique au point gravi de Caracarai
				07 :00	C+B+PF Départ de la pirogue pour installation de la station de référence AUX2 (35km)
				09 :30	Installation de AUX2 B reste en veille
10 :00	Démontage de AUX1			10 :00	C+F Points gravi + jaugeage
11 :30	Arrivée de FC+ FF sur le bateau				
13 :00	SC+FF Départ pour installation de AUX3 (25 km)				
15 :30	Installation AUX3				
		16 :00	Arrivée bateau sur AUX3	16 :00	Démontage AUX2 Retour bateau à 18 :00

Suivi en continu de la route du bateau

Station AUX2 lors du passage du bateau

Trajet Jour 1

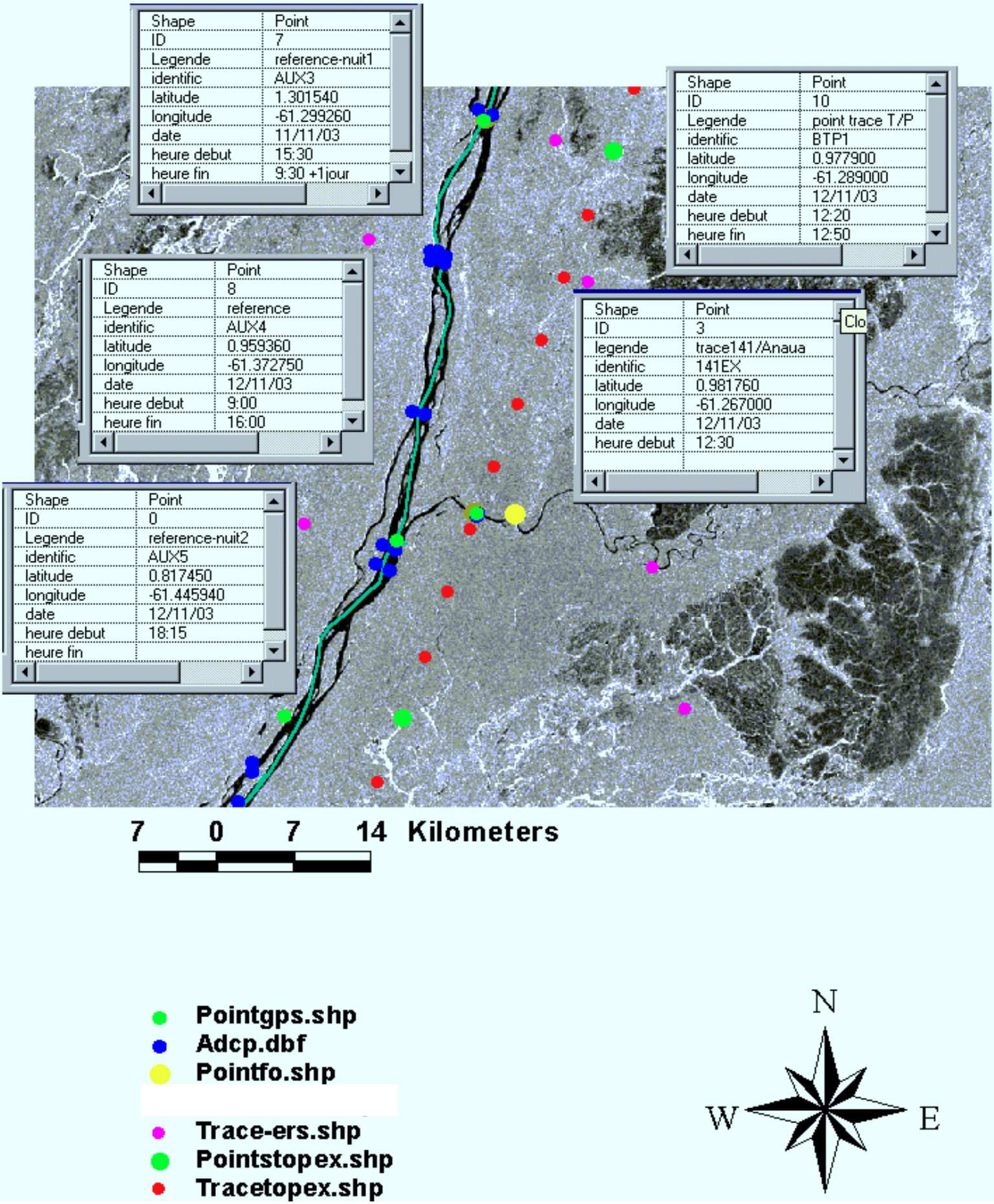


12/11/03 :

Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
5 :30	SC+FC+ FS Veille de la référence AUX3 				
		6 :00	FF+S Commence la descente, avec l'antenne du Trimble en réception dynamique		
				07 :00	C+B+PF Départ de la pirogue pour installation de la station de référence AUX4
				08 :30	Installation de AUX4 B reste en veille
9 :30	Démontage de AUX3			09 :00	C+F Points gravi + jaugeage
11 :30	Rejoint le bateau				
11 :30	FC+SC+FF+FS Remontée d'un affluent pour obs. forme d'onde (panne moteur)				
14 :30	Retour bateau avec pirogue 2				
18 :00	Retour pirogue après réparation Installation AUX5 à 18 :15	18 :00	Arrivée bateau sur AUX5	17 :30	Démontage AUX4 Retour bateau à 18 :00

Remontée de l'Anaua sous la trace Topex

Remorquage de la pirogue en panne de moteur


Shape Point
ID 7
Legende reference-nuit1
identific AUX3
latitude 1.301540
longitude -61.299260
date 11/11/03
heure debut 15:30
heure fin 9:30 +1jour
Shape Point
ID 10
Legende point trace T/P
identific BTP1
latitude 0.977900
longitude -61.289000
date 12/11/03
heure debut 12:20
heure fin 12:50
Shape Point
ID 8
Legende reference
identific AUX4
latitude 0.959360
longitude -61.372750
date 12/11/03
heure debut 9:00
heure fin 16:00
Shape Point
ID 3
legende trace141/Anaua
identific 141EX
latitude 0.981760
longitude -61.267000
date 12/11/03
heure debut 12:30
Shape Point
ID 0
Legende reference-nuit2
identific AUX5
latitude 0.817450
longitude -61.445940
date 12/11/03
heure debut 18:15
heure fin
7 0 7 14 Kilometers
Pointgps.shp
Adcp.dbf
Pointfo.shp
Trace-ers.shp
Pointstopex.shp
Tracetopex.shp
N
W
E

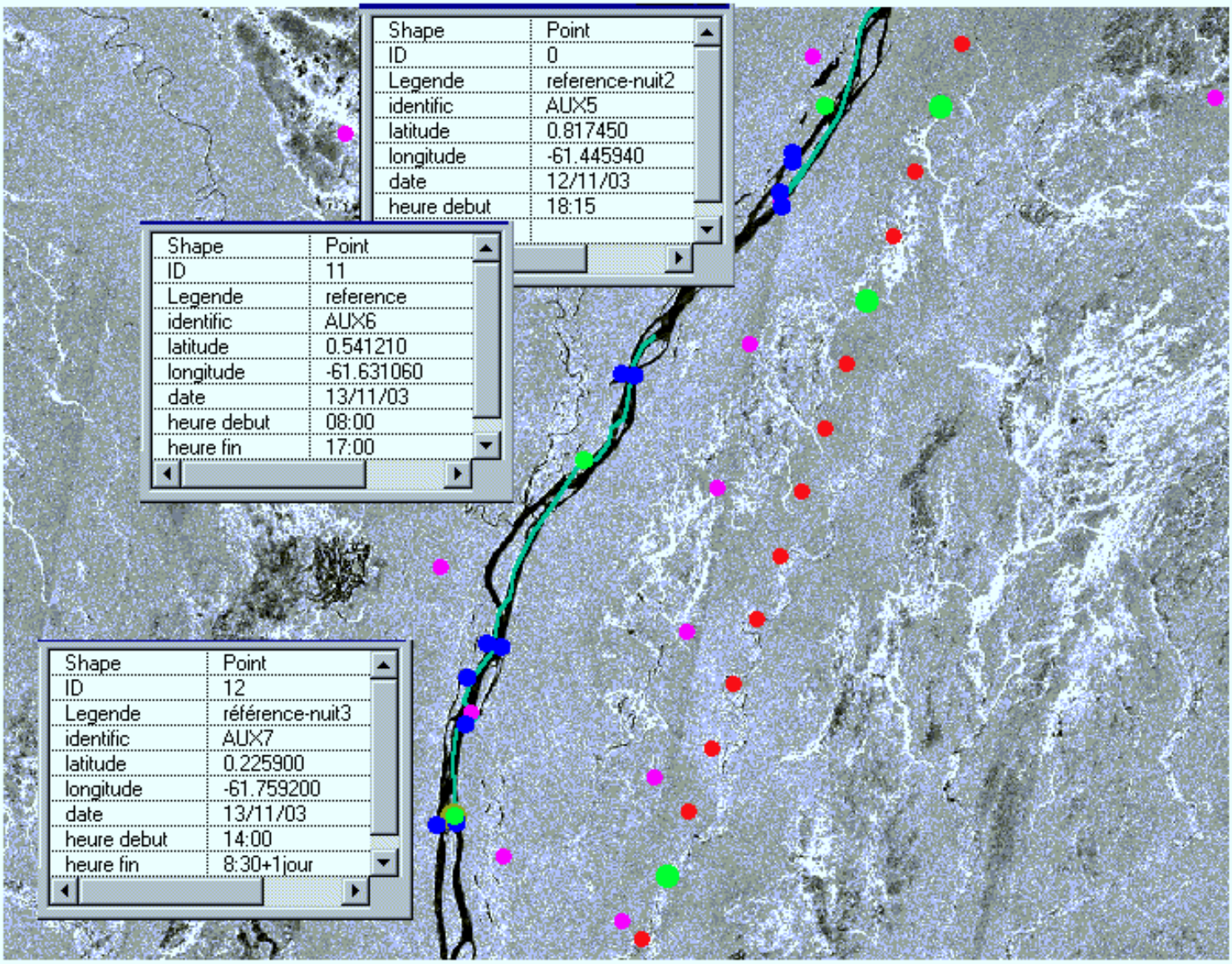
13/11/03 :

Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
05 :30	SC+FC Veille de la référence AUX5				
		5 :50	FS+S Commence la descente, avec l'antenne du Trimble en réception dynamique		
06 :00	PF Jaugeauge en travers sous le point ERS			06 :00	C+B+FF Départ de la pirogue pour installation de la station de référence AUX6
08 :00	Pirogue rejointAUX5 Problème d'alimentation du Htech		Arrêt 1 :30 sous point ERS 	07 :30	Installation de AUX6 B reste en veille
08 :30	Démontage de AUX3			08 :30	Rejoint le bateau
09 :00	Rejoint le bateau			09 :00	C+FF+PF Points gravi + jaugeage
11 :30	Réparation de l'alimentation Htech	16 :00	Arrivée bateau sur AUX7		
13 :00	SC+FS Départ pour installation AUX7				
14 :30	Installation AUX7			17 :00	Démontage AUX6 Retour bateau à 18 :00

Panorama sous point ERS

Banc de sable 1

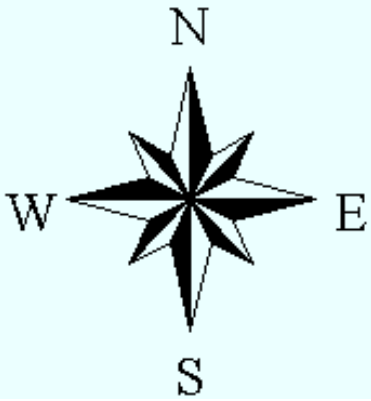
Banc de sable 2



10 0 10 20 Kilometers

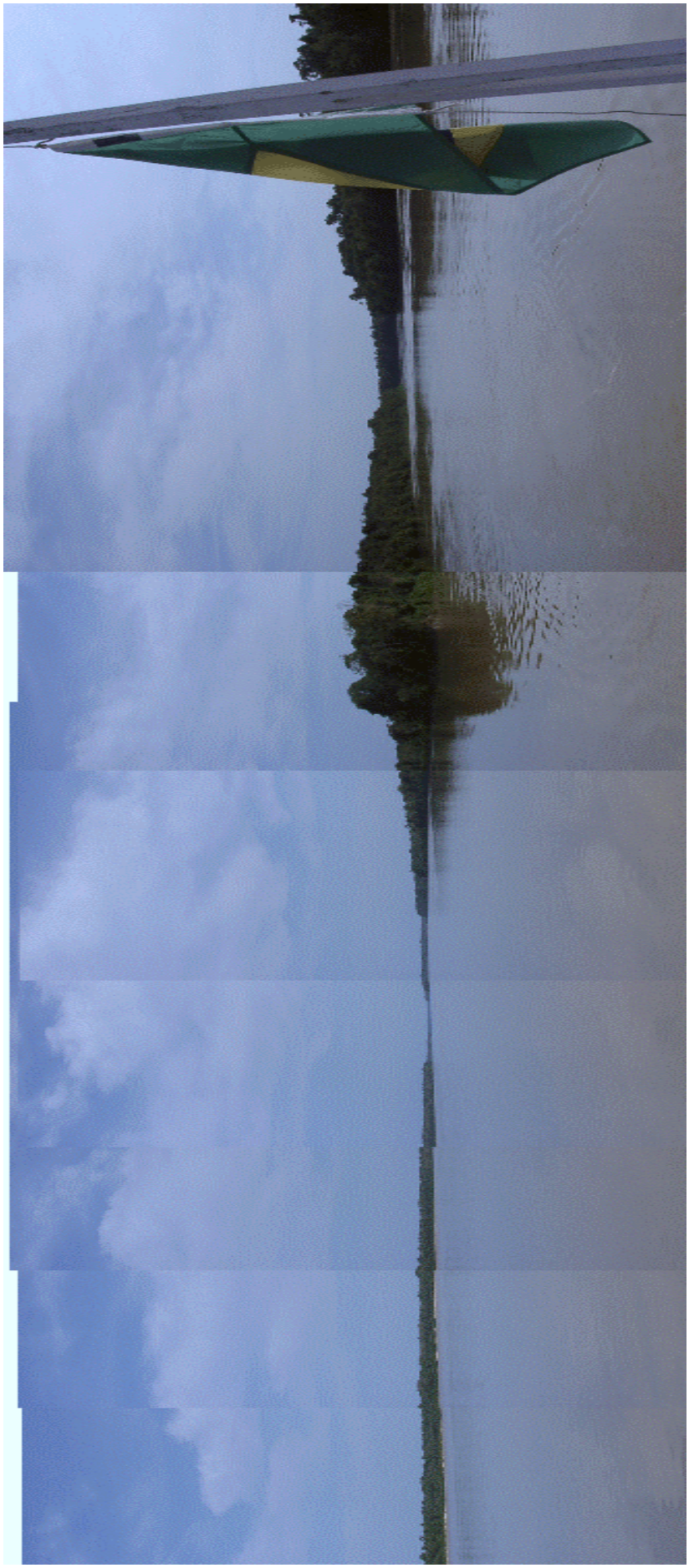
Pointgps.shp
Adcp.dbf

Trace-ers.shp
Pointstopex.shp
Tracetopex.shp
Gpsdyn.shp

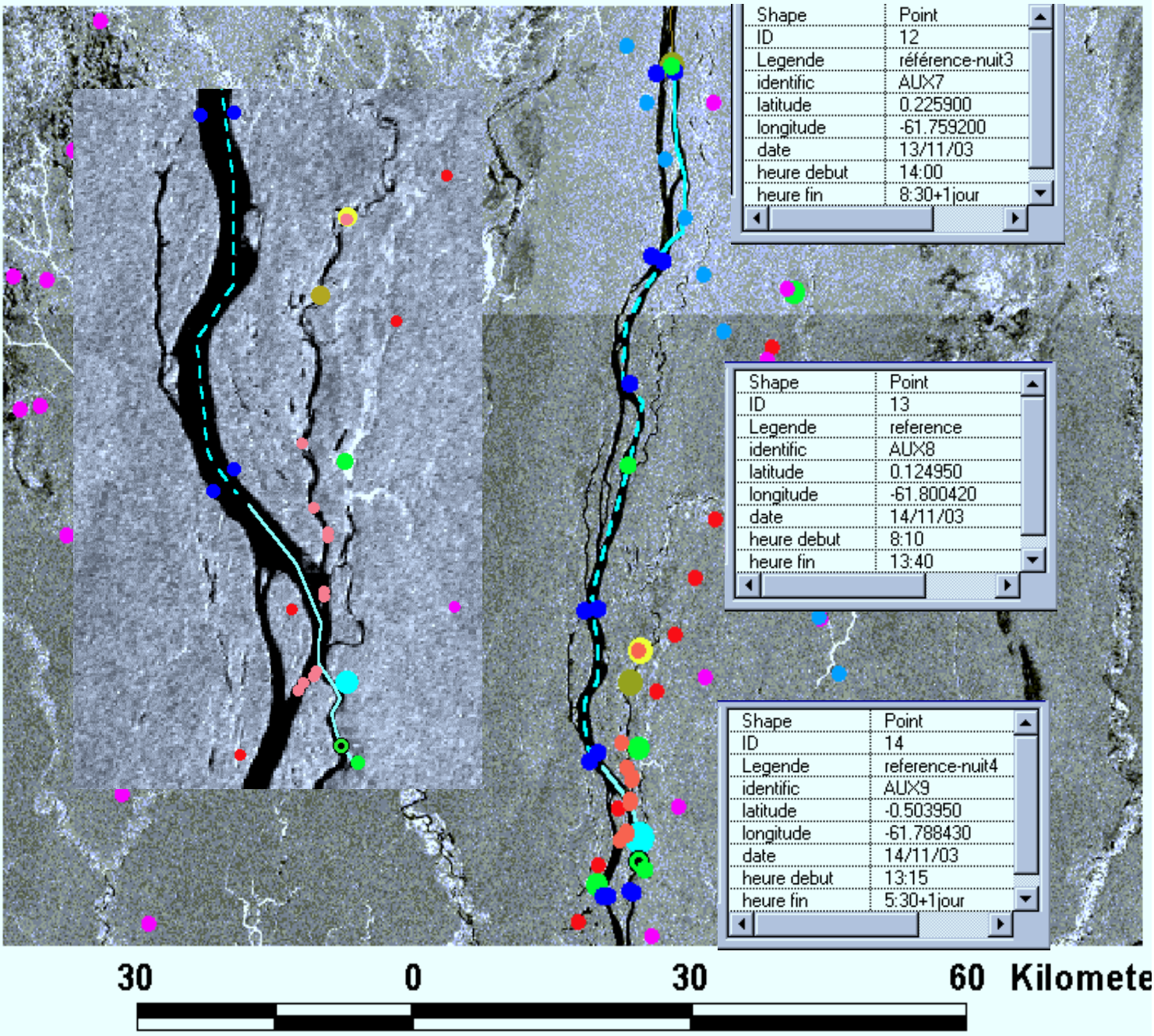


14/11/03 :

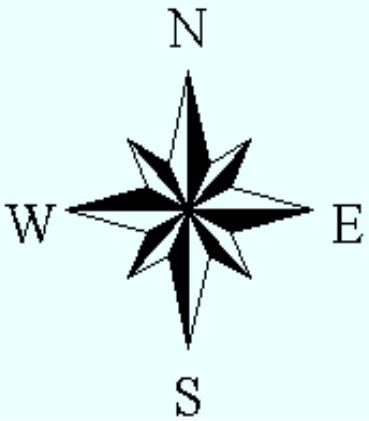
Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
05 :30	SC Veille de la référence AUX7				
		06 :00	FS+S+FF+FC Commence la descente, à vitesse lente pendant 20 km (8km/h) puis à vitesse moyenne (16 km/h environ) jusqu'à 15 km du point AUX9		
06 :00	PF Jaugeage			06 :00	C+B Départ de la pirogue pour installation de la station de référence AUX8
08 :00	Pirogue rejoint AUX7			08 :15	Installation de AUX8 B reste en veille
08 :30	Démontage de AUX7			09 :00	C Rejoint le bateau
09 :00	Rejoint le bateau			09 :30	C+PF Points gravi + jaugeage
09 :30	SC+S+FS Départ installation AUX9				
11 :00	Installation AUX9 Santa Maria do Boiaçu				
15 :00	SC+FF+FC+FS Bouée dynamique sous trace Topex Retour 18 :00	14 :30	Arrivée bateau sur AUX9	15 :30	Démontage AUX6 Retour bateau à 17 :00



Panorama sous point nouvelle trace Topex



- Pointgps.shp
- Adcp.dbf
- Boia-topex.dbf
- Jason.shp
- Pointfo.shp
- Trace-ers.shp
- Pointgeol.shp
- Pointstopex.shp
- Tracetopex.shp

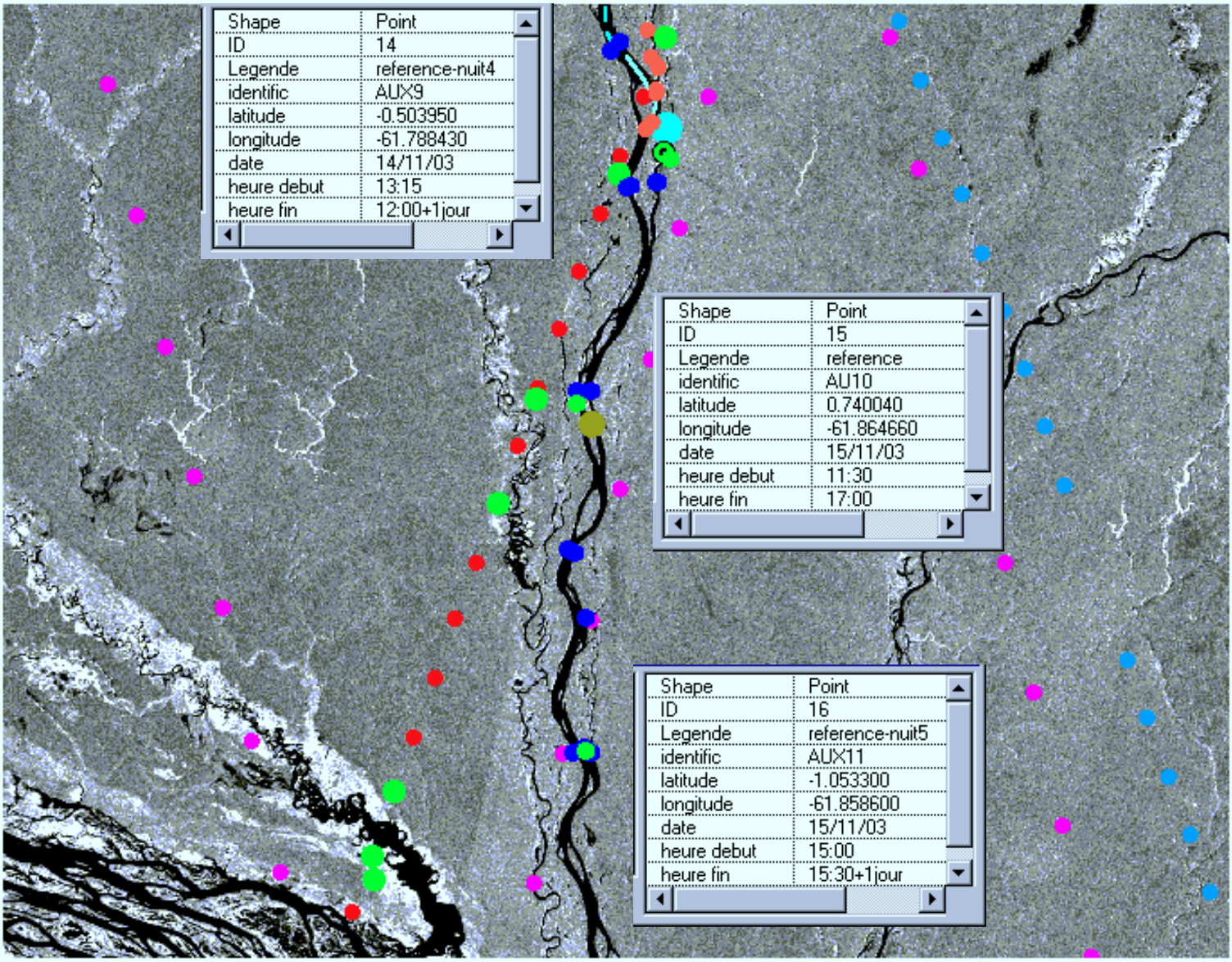


15/11/03 :

Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
05 :30	SC+FS Démontage AUX9			06 :00	C+B Installation du trimble IBGE à 1s en remplacement de AUX9
06 :00	SC+FF+FC+FS Remontée d'un affluent rive gauche du Branco sous la trace Topex (idem veille AM mais + en			06 :30	PF Jaugeage
				07 :00	C+B Nivellement de la station de Santa Maria do Boiaçu
10 :00	Pirogue rejoint le bateau FS FC Observation geol	10 :30	FF+FC+FS départ du bateau	09 :00	PF+C Jaugeage + points gravi B Reste en veille
10 :30	SC+S Départ installation AUX10 S reste en veille a Sacai (AUX10)			10 :30	PF Rejoint le bateau C repart demonter la reference de Santa Maria de B.
13 :00	SC Rejoint le bateau			12 :00	Démontage ref SMB
16 :00	SC Depart Sacai			14 :00	C Gravi à Sacai B Part monter AUX11
16 :30	Démontage AUX10			15 :00	AUX11 opérationnelle B Reste en veille Le pilote remonte au bateau
		18 :00	Arrivée bateau sur AUX11	15 :30	PF Jaugeage
18 :30	Retour SC+S+C Au bateau			18 :30	PF Retour bateau

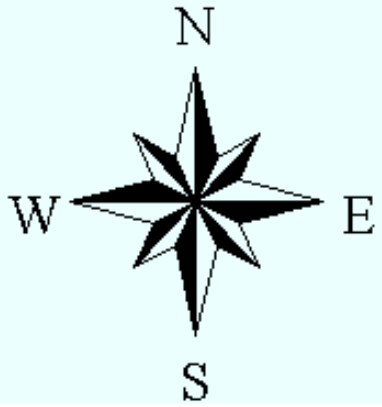
Matin

Soir



30 0 30 60 Kilomete

- Pointgps.shp
- Adcp.dbf
- Boia-topex.dbf
- Jason.shp
- Pointfo.shp
- Trace-ers.shp
- Pointgeol.shp
- Pointstopex.shp
- Tracetopex.shp

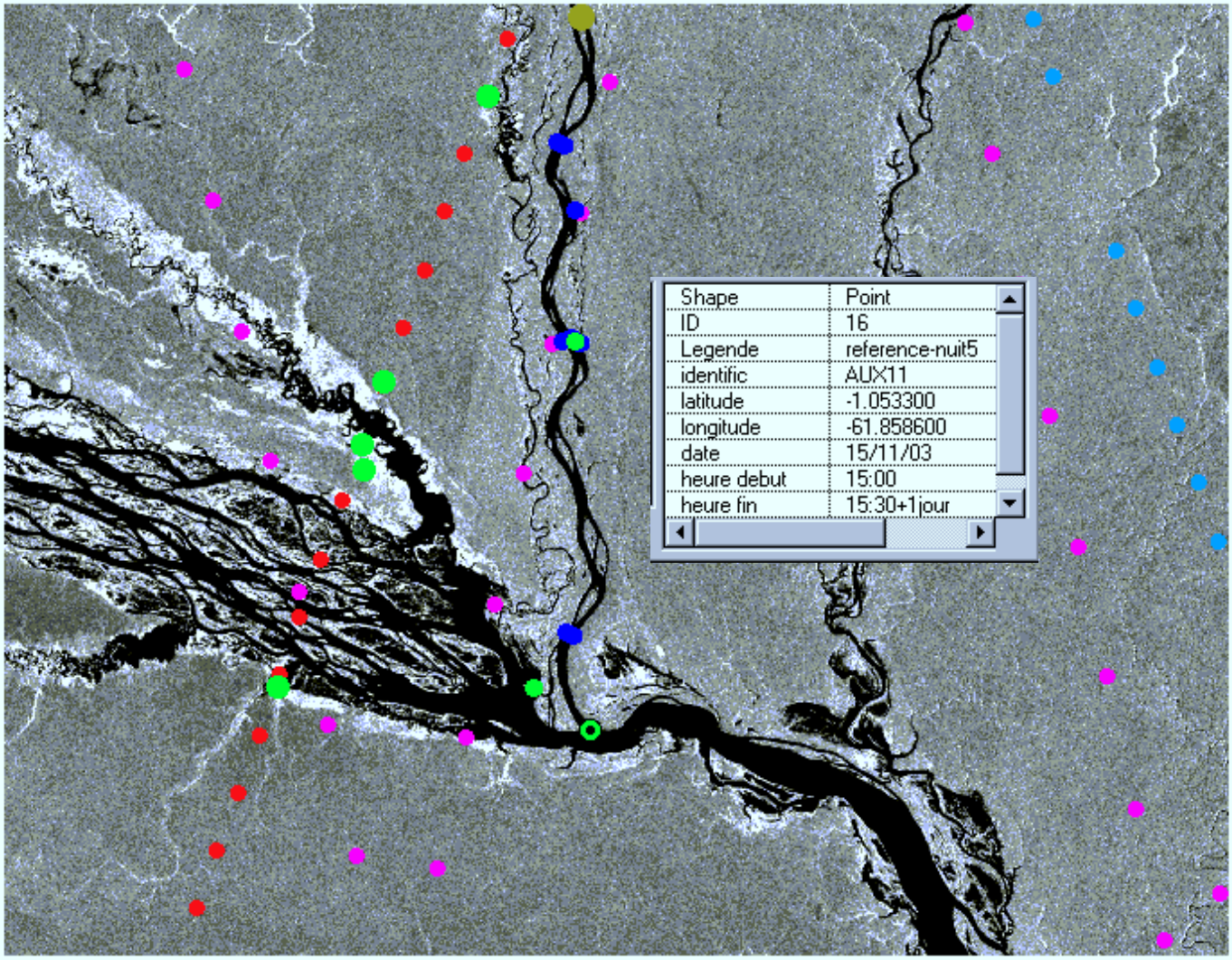


16/11/03 :

Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
	Plus d'essence			06 :00	C+B Veille de AUX11
		06 :00	SC+FF+FC+FS+S Départ bateau	06 :30	PF Derniers jaugeages sur le Branco
12 :00	S Reste en veille de AUX12	11 :30 12 :00	Installation AUX12 Départ trajet GPS dynamique Nord Negro	12 :00	Démontage AUX11
				14 :00	Rejoint AUX12
		16 :00	Retour sur AUX12		

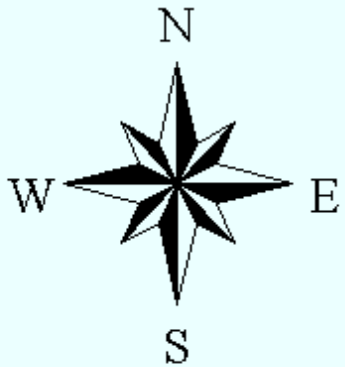
17/11/03 :

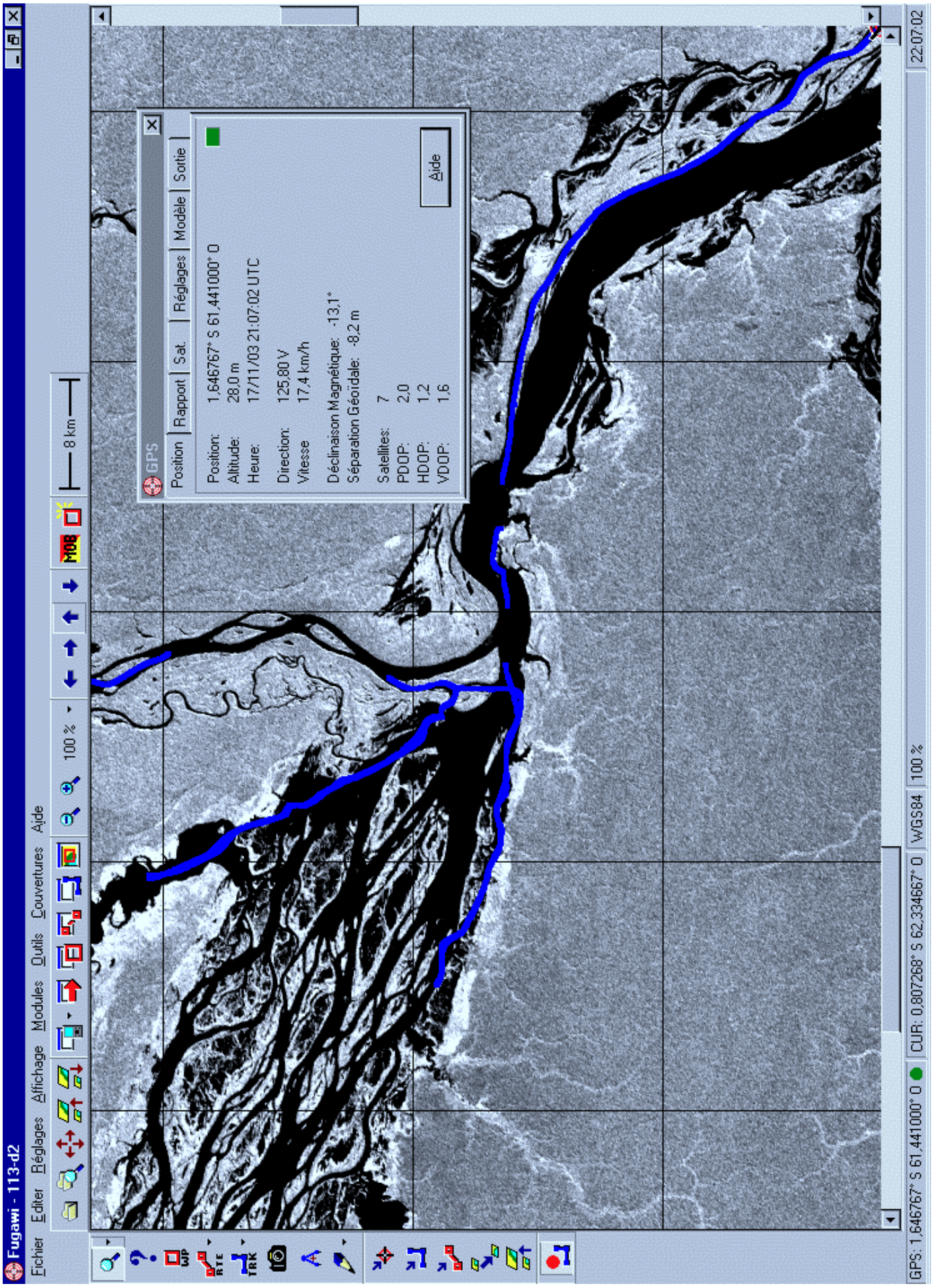
Pirogue 1 :		Bateau		Pirogue 2	
	Plus d'essence			06 :00	C+FC Veille de AUX12
		06 :00	SC+FF+FC+FS+S		
		11 :30	Départ bateau trajet GPS dynamique Sud Negro Arrivée confluence	11 :30	Démontage AUX11
				12 :15	Rejoint bateau
		12 :30 14 :00	Observations géologiques Retour sur Manaus		



30 0 30 60 Kilomete

- Pointgps.shp
- Adcp.dbf
- Points-chimie.shp
- Boia-topex.dbf
- Jason.shp
- Pointfo.shp
- Pointsable.shp
- Trace-ers.shp
- Pointgeol.shp
- Pointstopex.shp
- Tracetopex.shp





Trajets GPS dynamique Nord et Sud Negro

Récapitulation des différentes observations et mesures

Localisation des stations de référence :

Attributes of Pointgps.shp

Shape	ID	Legende	identific	latitude	longitude	date	heure debut	heure fin
Point	1	base Boa Vista	BOAV	2.825000	-60.658000	08/11/03	14:30	18:30
Point	5	reference	AUX2	1.520000	-61.250000	11/11/03	09:00	16:00
Point	4	reference	AUX1	1.815000	-61.127000	11/11/03	06:30	10:00
Point	2	base Caracarai	CRC1	1.815000	-61.127000	08/11/03	10:00	le 16 ou 17 à 12
Point	3	calibration haut	CAL1	1.802780	-61.127100	09/11/03	16:30	11:0
Point	6	calibration haut	CAL2	1.409980	-61.278560	11/11/03	14:10	14:20
Point	7	reference-nuit1	AUX3	1.301540	-61.299260	11/11/03	15:30	9:30 +1jour
Point	8	reference	AUX4	0.959360	-61.372750	12/11/03	9:00	16:00
Point	0	reference-nuit2	AUX5	0.817450	-61.445940	12/11/03	18:15	8:30 + 1jour
Point	10	point trace T/P	BTP1	0.977900	-61.289000	12/11/03	12:20	12:50
Point	9	calibration haut	CAL3	0.959360	-61.372750	12/11/03	11:20	11:30
Point	11	reference	AUX6	0.541210	-61.631060	13/11/03	08:00	17:00
Point	12	référence-nuit3	AUX7	0.225900	-61.759200	13/11/03	14:00	8:30+1jour
Point	14	reference-nuit4	AUX9	-0.503950	-61.788430	14/11/03	13:15	12:00+1jour
Point	13	reference	AUX8	0.124950	-61.800420	14/11/03	8:10	13:40
Point	15	reference	AU10	0.740040	-61.864660	15/11/03	11:30	17:00
Point	16	reference-nuit5	AUX11	-1.053300	-61.858600	15/11/03	15:00	15:30+1jour
Point	17	reference-nuit6	AUX12	-1.353120	-61.903310	16/11/03	10:50	11:30+1jour

Récapitulation des trajets GPS dynamiques :

Attributes of Gpsdyn.shp

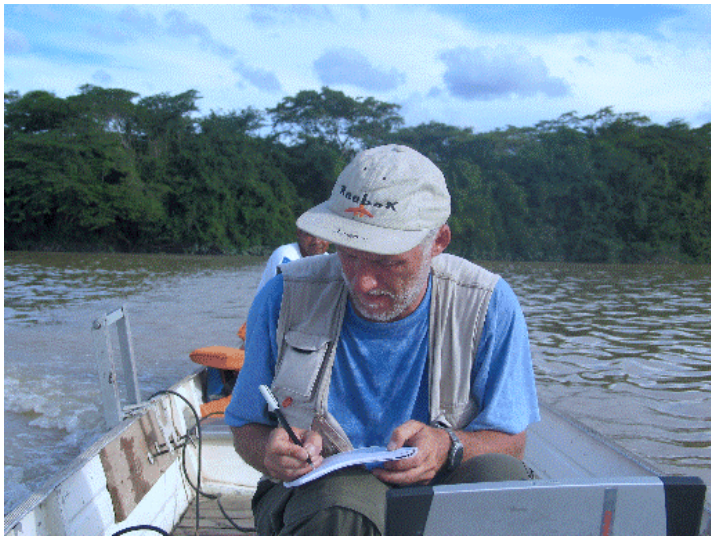
Shape	ID	legende	Observatio	fichier route
PolyLine	1	bouée amont chut	bouee tractée	
PolyLine	2	bouée sous chut	bouee tractée	
PolyLine	4	CRC1-WP02	bateau marche lente	
PolyLine	6	WP02-CAL2	bateau marche lente	
PolyLine	7	arret 1h		
PolyLine	8	CAL2-AUX3	bateau marche lente	
PolyLine	9	AUX3-AUX4	bateau marche lente	aux3-aux4.txt
PolyLine	10	arret 1h CAL3		
PolyLine	11	AUX4-AUX5	bateau marche lente	aux4-puntadaisla-ERS.txt
PolyLine	12	AUX5(pb)-AUX6	bateau marche lente	puntadaisla-ERS-aux7.txt
PolyLine	13	AUX6-AUX7	bateau marche lente	"
PolyLine	14	AUX7-debmar	Marche lente	debutaux7.txt
PolyLine	15	finmar-AUX9	Marche lente	aux7-aux9-debut.txt
PolyLine	16	TMR	Marche moyenne	aux9-arret Castro.txt
PolyLine	17	AUX9-avantAUX11	bateau marche lente	arretCastro-AUX11.txt
PolyLine	18	avantAux11-Aux11	bateau marche moyenne	
PolyLine	19	Aux11-pointERS	bateau marche lente	arretCastro-Aux11.txt
PolyLine	20	pointERS-AUX11	bateau marche moyenne	aux11-marcherapidefinBranc
PolyLine	21	Negronordaller	bateau marche rapide	
PolyLine	22	Negromordretour	bateau marche lente	
PolyLine	23	Negro sud aller	bateau marche rapide	
PolyLine	24	Negro sud retour	bateau marche lente	

Récapitulation des points bouées :

Attributes of Boia-topex.dbf

Shape	Latitude	Longitude	Waypoint	Observatio
Point	-0.391560	-61.805230	15	bouée sous trace topex
Point	-0.414830	-61.801060	4	bouée sous trace topex
Point	-0.423770	-61.796050	5	bouée sous trace topex
Point	-0.425820	-61.796060	6	bouée sous trace topex
Point	-0.445270	-61.797410	7	bouée sous trace topex
Point	-0.447190	-61.797600	8	bouée sous trace topex
Point	-0.478530	-61.804820	9	bouée sous trace topex
Point	-0.481320	-61.806540	11	bouée sous trace topex
Point	-0.474360	-61.800260	12	bouée sous trace topex
Point	-0.476490	-61.801350	13	bouée sous trace topex
Point	-0.309690	-61.788910	FINCAN	bouée ecart trace topex
Point	-0.309960	-61.789220	HOR	bouée sous trace new topex

Récapitulation des trajets ADCP :



Attributes of Adcp.dbf

Shape	N1	Pontos	Latitude	Longitude
Point		9	1.965460	-61.009180
Point		10	1.971140	-61.004950
Point		11	1.913000	-61.017180
Point		12	1.915820	-61.018460
Point		14	2.000000	-61.066880
Point		15	1.857130	-61.062880
Point		16	1.870380	-61.037380
Point		17	1.875900	-61.042690
Point	AUX2	18	1.526300	-61.246770
Point		19	1.526180	-61.251910
Point		20	1.521860	-61.240240
Point		21	1.654750	-61.200160
Point		22	1.660010	-61.209710
Point		23	1.602880	-61.235580
Point		24	1.600580	-61.227100
Point		25	1.421270	-61.281830
Point		26	1.422610	-61.267510
Point		27	1.319570	-61.297010
Point		28	1.315130	-61.285830
Point		29	1.191300	-61.324900
Point		30	1.193200	-61.336030
Point		31	1.201340	-61.335650
Point		32	1.201630	-61.330440
Point		33	1.197420	-61.328990
Point		34	1.196350	-61.324220
Point		35	1.067670	-61.351040
Point		36	1.065160	-61.340180
Point		37	0.934640	-61.368680
Point		38	0.939770	-61.380520
Point		39	0.951110	-61.364470
Point		40	0.955360	-61.374830
Point		41	0.982030	-61.297270
Point		42	0.979580	-61.298210
Point		430	0.730000	-61.490000
Point		43	0.742090	-61.491630
Point		44	0.767020	-61.480400

Attributes of Adcp.dbf

Shape	N1	Pontos	Latitude	Longitude
Point		45	0.775370	-61.480520
Point		46	0.591580	-61.611590
Point		47	0.593080	-61.619620
Point		49	0.370420	-61.730410
Point		50	0.367270	-61.719280
Point		51	0.304530	-61.748460
Point		52	0.342270	-61.747700
Point		54	0.225030	-61.756380
Point		55	0.222920	-61.772400
Point		56	0.223460	-61.755920
Point		57	0.053850	-61.777170
Point		58	0.049260	-61.766080
Point		59	-0.062990	-61.211230
Point		60	-0.062810	-61.799640
Point		61	-0.270600	-61.830200
Point		62	-0.271650	-61.842430
Point		63	-0.532080	-61.825240
Point		64	-0.531800	-61.820950
Point		65	-0.528090	-61.799250
Point		66	-0.528560	-61.796290
Point		67	-0.400600	-61.830150
Point		68	-0.408480	-61.837630
Point		1	2.823300	-60.652833
Point		2	2.825500	-60.658000
Point		69	-0.716850	-61.868360
Point		70	-0.716610	-61.855360
Point		71	-0.860530	-61.876930
Point		72	-0.863730	-61.870430
Point		73	-0.923180	-61.860680
Point		74	-1.042700	-61.871870
Point		75	-1.038780	-61.862680
Point		76	-1.042720	-61.871880
Point		77	-1.043760	-61.855410
Point		78	-1.043800	-61.857100
Point		79	-1.310040	-61.861430
Point		80	-1.307050	-61.868900

Nivellement des stations et points de mesure gravimétrique :

* Dans la table ci-dessous figurent seulement les bases gravimétriques. Des points de mesures intermédiaires ont été réalisés tous les 10km environ (au niveau des jaugeages).

Attributes of Stations-niveler.shp

Shape	Id	Status	Rio_codigo	Municipio_	Responsave	Operadora_	Codigo	Nome
Point	4228	2	14260000	4004000	1	82	14790000	SANTA MARIA DO BOIACU
Point	4184	2	14260000	4004000	1	82	14710000	CARACARAI (PCD)
Point	4052	2	14260000	4002000	1	82	14620000	BOA VISTA

Attributes of Pointsgravi.shp

Shape	Nom	Id	Latitude	Longitude
Point	San Jose de Anaua	1	0.959360	-61.372750
Point	Santa Monica	2	0.299760	-61.767250
Point	Santa Maria do Boiaiu	3	-0.506583	-61.786917
Point	Boca Dona Cota	4	-1.269693	-61.830805

Points forme d'onde (autres que trajets GPS dyn):

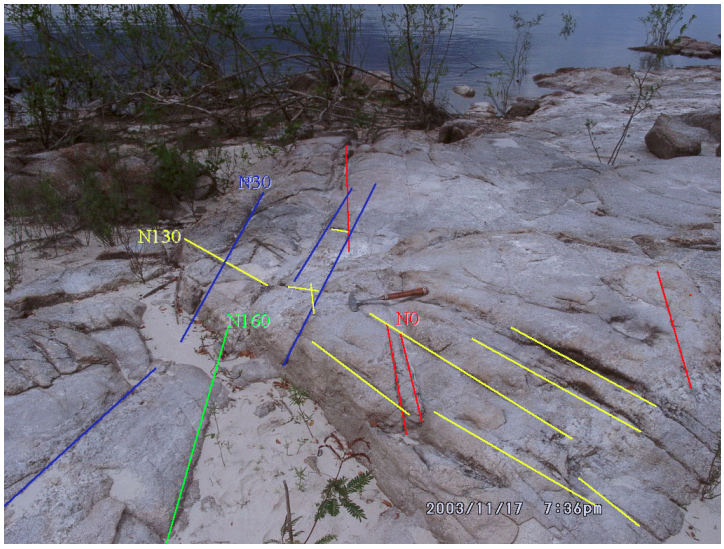
Attributes of Pointfo.shp

Shape	ID	legende	identific	latitude	longitude	date	heure debut
Point	3	trace141/Anaua	141EX	0.981760	-61.267000	12/11/03	12:30
Point	1	Bom Querer	CACH	1.930320	-61.002580	08/11/03	11:45
Point	2	BR Manaus/ BV	P1	1.660000	-61.060000	09/11/03	16:00
Point	4	trace 141/SantaM	SMB	-0.309960	-61.789220	14/11/03	16:30

Points d'observation géologique :

Attributes of Pointgeol.shp

Shape	ID	X-coord	Y-coord	Observation
Point	1	-60.93543	2.43644	Mucajai
Point	2	-61.00267	1.94027	Bem Querer
Point	3	-60.77323	1.45903	Route1
Point	4	-60.91752	1.48350	Route2
Point	5	-60.95746	1.49896	Route3
Point	6	-60.98065	1.54406	Route4
Point	7	-0.48748	-61.79217	Santa Maria do Boiacu
Point	8	-1.39700	-61.75000	barre rocheuse boca Branco



Annexe 2 : Validation des hauteurs d'eau déduites des mesures altimétriques d'ENVISAT

Résumé : Depuis le lancement du satellite ENVISAT en mars 2002, son altimètre radar fournit des mesures de l'ensemble de la surface terrestre. Parmi les nombreux objectifs d'ENVISAT, un est directement lié à l'hydrologie continentale: le suivi de l'évolution du niveau d'eau des lacs, plaines d'inondation et fleuves. Les produits GDR d'ENVISAT contiennent, sur tous les types de surface, quatre hauteurs altimétriques issues de différents algorithmes de retraitement d'échos radar. Aucun d'entre eux n'ayant été développé pour le traitement des formes d'onde altimétriques correspondant aux eaux continentales, il est nécessaire d'évaluer leur performance pour le suivi des eaux continentales.

Dans ce but, quatre zones du bassin amazonien ont été sélectionnées pour effectuer une étude de validation. Des comparaisons avec des stations limnimétriques ont montré que celui basé sur le principe de l'estimation du centre de gravité de la forme d'onde [*Wingham et al*., 1986] fournissait les meilleurs résultats.

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®
Remote Sensing of Environment 100 (2006) 252 – 264
Remote Sensing of Environment
www.elsevier.com/locate/rse

Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin

Frédéric Frappart [a,b,*], Stéphane Calmant [a], Mathilde Cauhopé [a,b], Frédérique Seyler [b], Anny Cazenave [a]

[a] *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Observatoire Midi-Pyrénées, UMR 5566, CNES/CNRS/IRD/UPS, 18 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*

[b] *Laboratoire des Mécanismes de Transferts en Géologie, Observatoire Midi-Pyrénées, UMR 5563, CNRS/IRD/UPS, 18 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*

Received 11 April 2005; received in revised form 4 October 2005; accepted 8 October 2005

Abstract

Since the launch of the ENVISAT satellite in 2002, the Radar Altimetry Mission provides systematic observations of the Earth topography. Among the different goals of the ENVISAT Mission, one directly concerns land hydrology: the monitoring of the water levels of lakes, wetlands, and rivers. The ENVISAT Geophysical Data Records products contain, over different type of surfaces, altimeter ranges derived from four specialized algorithms or retrackers. However, none of the retrackers are intended to the processing of the radar echoes over continental waters. A validation study is necessary to assess the performances of the different ENVISAT-derived water levels to monitor inland waters. We have selected four test-zones over the Amazon basin to achieve this validation study. We compare first the performances of these retracking algorithms to deliver reliable water levels for land hydrology. Comparisons with in-situ gauge stations showed that Ice-1 algorithm, based on the Offset Centre of Gravity technique, provides the more accurate water stages. Second, we examine the potentiality to combine water levels derived from different sensors (Topex/Poseidon, ERS-1 and -2, GFO).
© 2005 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Altimetry; Hydrology; Validation; Water levels

1. Introduction

The hydrological cycle of major river basins is strongly influenced by both regional and global variations of the climate system. As a consequence, monitoring the worldwide hydrological cycle is of major importance for studies on the ongoing climate changes. Many human activities such as transport, water, and food resource management or land use are dramatically dependent on our ability to monitor rivers and associated floodplains water levels (Sippel et al., 1998).

Given the dramatic decrease in the number of in-situ gauges observed in recent years (The Ad Hoc Group on Global Water Datasets, 2001), the ability to measure river stages by satellite has become a major goal in hydrology for the coming decades. Koblinsky et al. (1993) were the first to process the Geosat waveforms to estimate the water levels on four sites in the Amazon basin. A RMS discrepancy between satellite and in-situ measurements of 70 cm was estimated, mostly due to the uncertainty in the orbit determination. The orbit determination errors decreased with the new generations of satellite: the uncertainty in radial component of satellite orbits is now estimated to 3 cm for Topex/Poseidon (T/P) and 15 cm for ERS-1 (Le Traon et al., 1995). Radar altimetry from T/P has demonstrated the capability to monitor water level variations of lakes, rivers, wetlands, and floodplains with a precision of several tens of centimeters (Birkett, 1995, 1998; Maheu et al., 2003; Mercier et al., 2002; Oliveira Campos et al., 2001).

The 12-year (1992–2004) hydrological dataset derived from T/P measurements was expected to be extended with data from Jason-1 and ENVISAT. Unfortunately, Jason-1 does not provide land surface water measurements due to loss of surface lock by the onboard tracker and inaccurate retracking procedure over land surface water. Consequently, ENVISAT RA-2 is the only

* Corresponding author. Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale, Centre National d'Etudes Spatiale, 18 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.
E-mail addresses: frappart@notos.cst.cnes.fr (F. Frappart), fseyler@lmtg.obs-mip.fr (F. Seyler).

0034-4257/$ - see front matter © 2005 Elsevier Inc. All rights reserved.
doi:10.1016/j.rse.2005.10.027

operating altimeter (with Geosat Follow-On, a radar altimeter launched in 1998 by the US Navy), able to monitor large rivers.

Similar to previous satellites with an on-board radar altimeter, ENVISAT is able to provide altimeter measurements of continental water heights (Gardini et al., 1995; Wehr & Attema, 2001). In the present study, we use the first year of ENVISAT RA-2 data to assess the performance of the mission for continental water height measurements. Four range values are provided conforming to four altimeter waveform retracking algorithms.

The Amazon basin is the largest hydrographic basin in the world, both in terms of area (~6 million km^2) and mean annual discharge (~200,000 m^3/s). It was the first large river basin to be monitored with radar altimetry on its mainstream (Birkett, 1998; Oliveira Campos et al., 2001). Using the dense network of gauge stations of the Amazon basin, Birkett et al. (2002) achieved an extensive validation study of water levels derived from Topex/Poseidon radar altimeter over the 1992–1999 period. Comparisons with in-situ measurements reveal that the derived water level time series have variable accuracy (mean ~1.1 m RMS and best values ~0.4–0.6 m RMS).

We present assessment of the water levels derived from ENVISAT altimeter measurements over the Amazon basin. A cross-comparison of the water levels derived from each ENVISAT retracker is presented first, followed by comparisons with in-situ measurements at different gauging sites and with other altimeter datasets.

2. The ENVISAT Mission

In the framework of its Earth observation programme, the European Space Agency (ESA) launched the ENVISAT satellite on February 2002, a satellite designed to help the scientific community to better understand the Earth environment and the processes responsible for climatic changes. ENVISAT orbits on a 35-day repeat cycle, providing observations of the Earth surface (ocean and land) from 82.4° latitude North to 82.4° latitude South, with an equatorial ground-track spacing of about 85 km. Two main objectives were identified for the ENVISAT Mission (Gardini et al., 1995):

- collecting long time-series of the Earth's environment at global scale to observe trends,
- improving the capabilities to monitor and manage the Earth's resources and contributing to a better understanding of the solid Earth processes.

To achieve these objectives, ENVISAT carries 10 scientific instruments which provide atmosphere, ocean, land, and ice measurements over the 5-year planned mission life-time (Wehr & Attema, 2001). Its payload includes a radar altimeter operating at two frequencies.

2.1. ENVISAT RA-2

The goal of RA-2 sensor is to provide a global scale collection of radar echoes over ocean, land and ice to measure ocean topography, water level variations over the large river basins, land surface elevation, to monitor sea ice and polar ice caps (Wehr & Attema, 2001). RA-2 is a nadir looking pulse limited radar altimeter operating at two frequencies: 13.575 GHz (or 2.3 cm of wavelength) in Ku-band and 3.2 GHz (or 9.3 cm) in S-band (Zelli, 1999). Its beam footprint width is about 3.4 km. The altimeter emits a radar pulse and measures the two way travel-time from satellite to the surface (ocean, ice, or land). The distance between the satellite and the Earth surface–the altimeter height or range–is thus derived with a precision of a few centimeters. A very precise orbit determination is the result of the use of the DORIS system (Doppler Orbitography and Radiolocation Integrated by Satellite): an accuracy of around 6 cm is obtained for the radial component of the satellite direction (Dow et al., 1999). The altitude of the reflecting point with respect to a reference ellipsoid is given by the difference between the satellite orbit information and the range corrected for propagation delays. Processing of radar echoes or altimeter waveforms is performed on the ground to obtain accurate range values (Zelli, 1999). In this study, we use the first available ENVISAT RA-2 20 Hz range measurements contained in the Geophysical Data Records (GDRs) (ESA, 2002) from cycle 14 to cycle 25 of ENVISAT RA-2 Mission (February 17, 2003 to March 12, 2004).

2.2. Retracking procedures

Radar altimetry has many limitations over land due to the complexity of returned waveforms. An altimeter waveform (or radar echo) represents the histogram of the energy backscattered by the ground surface to the satellite with respect to time. Many radar echoes are multipeaked or present a noisy shape revealing the presence in the altimeter footprint of several reflectors such as water, vegetation canopy, rough topography or vegetation (see Wingham et al., 1986 for a classification of the radar echoes over continental surfaces).

Accurate range estimates are obtained using refined procedures known as altimeter waveform retracking. Altimeter waveform retracking consists in ground-processing altimeter waveforms to obtain better range estimates than those obtained with on-board tracking algorithms. The algorithm retrieves the point of the radar echo corresponding to the effective satellite-to-ground range.

For the ENVISAT mission, four different retrackers are operationally applied to RA-2 raw-data to provide accurate height estimates. Each retracker has been developed for a specific surface response: one for ocean, two for ice sheets, and one for sea ice. It is worthy to notice that none of them was developed for processing altimeter waveforms over continental waters. Thus, none among these algorithms is supposed to retrieve reliable range values for land water studies.

2.2.1. Ocean and Ice-2 retrackers

Two of the retracking schemes, referred as Ocean and Ice-2 and applied to the RA-2 measurements, are based on the Brown

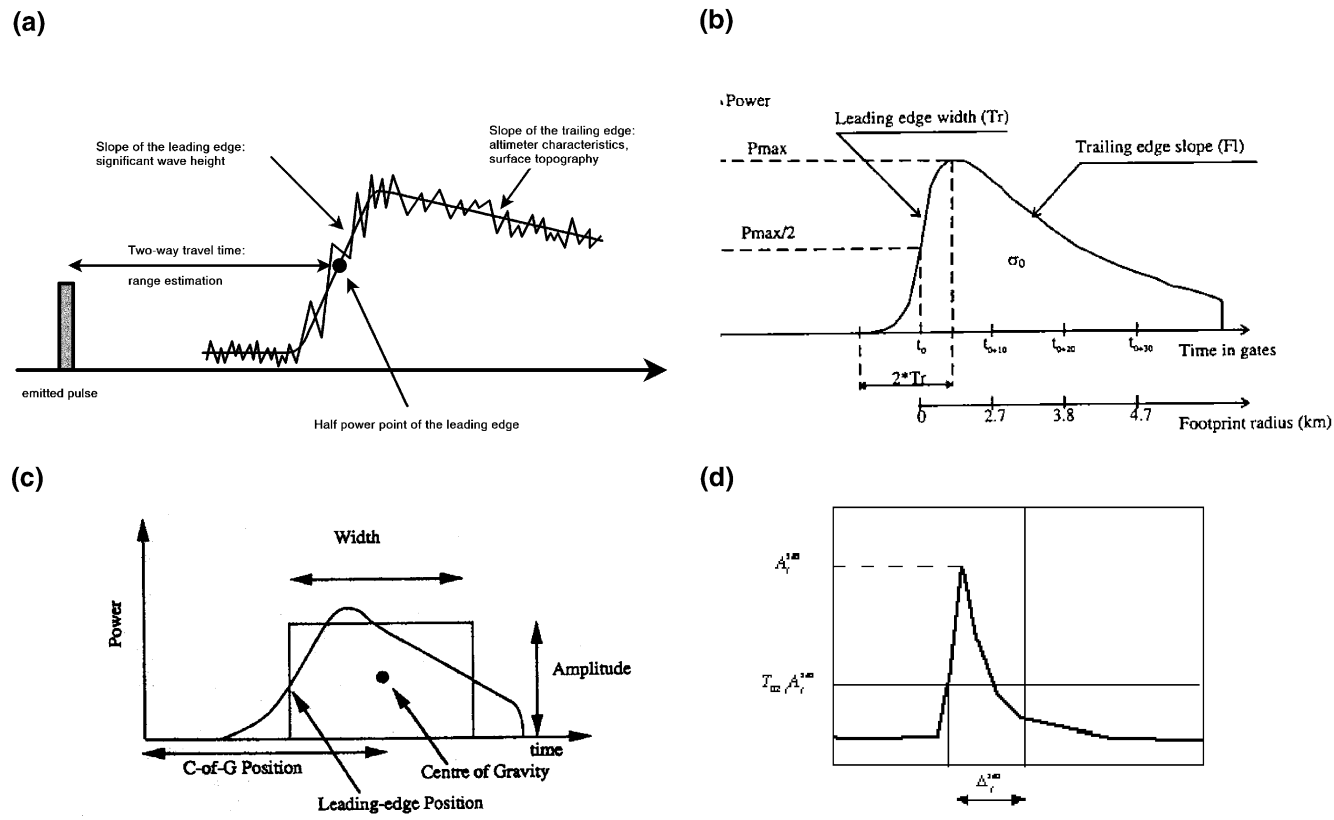


Fig. 1. Retracking schemes: (a) Ocean (from CNES), (b) Ice-1 (from Bamber, 1994), (c) Ice-2 (from Legrésy & Rémy, 1997), (d) Sea Ice (from ESA, 2002).

(1977) model. According to this theoretical model, the waveform (Eq. (1)) can be described as the double convolution of the radar pulse, the radar point target response, and the probability density of the specular points on the surface (Rodriguez & Chapman, 1989):

$$P_r(t) = P_e(t) * f_{ptr}(t) * g_{pdf}(z) \quad (1)$$

where $P_r(t)$: return power, $P_e(t)$: emitted power, $f_{ptr}(t)$: radar point target function (including the antenna gain of the sensor), and $g_{pdf}(z)$: probability density function of the specular points on the surface.

For the Ocean tracker, the classical waveform shape (Fig. 1a) proposed by Brown (1977) is used. The ocean retracking algorithm objective is to fit the measured waveform with a return power model (ESA, 2002), according to weighted least square estimators using the Levenberg-Marquardt's method (Press et al., 1992). The expression of the model versus time is derived from Hayne's (1980) model.

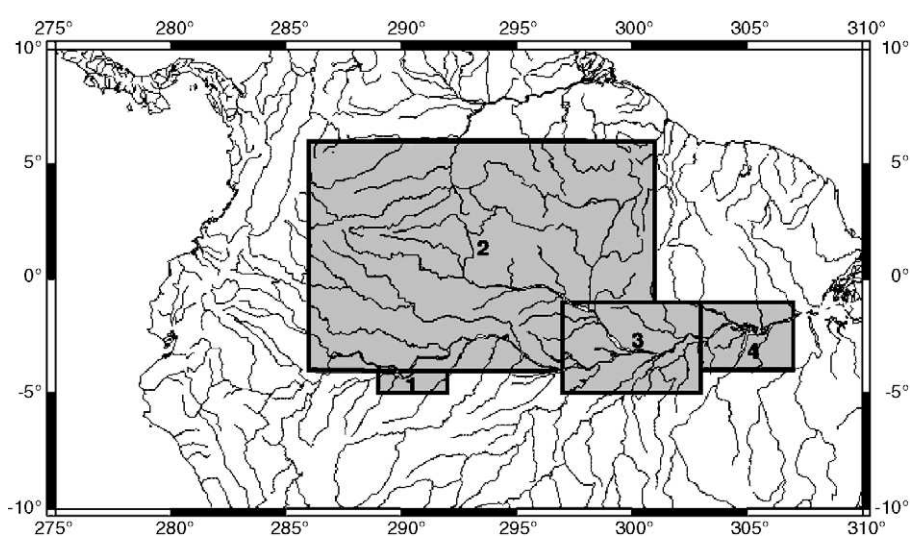


Fig. 2. Location of the study zones: Tabatinga area (1), Negro River sub-basin (2), Solimões-Negro confluence (3), and Tapajos River (4).

The Ice-2 retracker, intended for ice caps studies, consists in detecting the waveform edge (Fig. 1b), fitting an error function (erf) to the leading edge and an exponential decrease to the trailing edge (Legrésy & Rémy, 1997). It is assumed that the trailing effects do not dramatically affect the leading edge part of the waveform. As a consequence, the two parts of the waveform can be fitted separately (Legrésy, 1995).

2.2.2. Ice-1 retracker

Ice-1 retracker is intended to estimate heights of ice caps and more generally land surfaces. This algorithm is based on the Offset Centre of Gravity (OCOG) method developed by Wingham et al. (1986) and applied by Bamber (1994) to the ERS-1 and -2 data. This retracking method is a threshold approach, which requires the estimate of the waveform amplitude. The crucial point in this technique lies in the estimate of the waveform amplitude, which must be insensitive to speckle noise and variations in waveform shape (Bamber, 1994). The effects of noise are reduced as the number of samples increases. The algorithm calculates the centre of gravity, amplitude, and width of a rectangular box using the maximum of the waveform samples (Fig. 1c). The amplitude of the box is twice the value of the centre of gravity. In Eqs. (2)–(4), the square of the sample values are used to reduce the effect of low amplitude samples in front of and in the leading edge (Wingham et al., 1986).

$$\text{centre of gravity} = \frac{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} n y^2(n)}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)} \tag{2}$$

$$\text{amplitude} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^4(n)}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)}} \tag{3}$$

$$\text{width} = \frac{\left(\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)\right)^2}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^4(n)} \tag{4}$$

where y is the value of the nth sample and $a\ln$ is the number of aliased bins at the beginning and end of the waveform.

Table 1
Geographical extension of the study zones

Zone	Longitude (°)		Latitude (°)	
	Min	Max	Min	Max
Tabatinga	−70.69	−69.59	−4.85	−3.67
Negro River sub-basin	−73.25	−59.35	−3.35	5.4
Solimões-Negro conf.	−62.47	−58.01	−4.22	−1.05
Tapajos	−56.1	−54.43	−3.82	−1.54

Table 2
Location and altitude of the in-situ gauge stations

Station	Basin	Longitude (°)	Latitude (°)	Stage-0 altitude (m wrt GRACE)
Tabatinga	Solimões-Amazon	−69.933	−4.25	55.98
Manacapuru	Solimões-Amazon	−60.609	−3.308	3.87
Obidos	Solimões-Amazon	−55.511	−1.947	2.41
Curuai	Solimões-Amazon	−55.476	−2.267	−0.77
Tabatinga do Salé	Solimões-Amazon	−55.78	−2.25	4.55
Curicuriari	Negro	−66.812	−0.192	32.46
Tapuracuara	Negro	−65.015	−0.42	25.45
Manaus	Negro	−60.035	−3.149	−7.5

The nominal tracking position (Fig. 1c) is determined by finding the point on the waveform (by interpolation) where the amplitude exceeds a threshold (25% of the amplitude).

2.2.3. Sea ice retracker

As no model currently describes sea ice waveforms, no multi-parameter fit of the radar echo can be retrieved. A straightforward threshold technique was developed to retrack data over sea ice (Laxon, 1994). The sea-ice waveform amplitude is first identified by finding the maximum value of the echo (Eq. (5)):

$$\text{amplitude} = \max_{n \in N}(y(n)) \tag{5}$$

where y is the value of the nth sample of the waveform and N is the number of waveform samples.

The tracking offset (Fig. 1d) is determined by finding the point on the waveform, using linear interpolation, where the radar echo is greater than a threshold corresponding to half the waveform amplitude (ESA, 2002; Laxon, 1994).

3. Altimetry validation datasets

3.1. Topex/Poseidon radar altimetry data

The measurements used in this study are the 10 Hz Ku-range estimates contained in the GDRs delivered by the

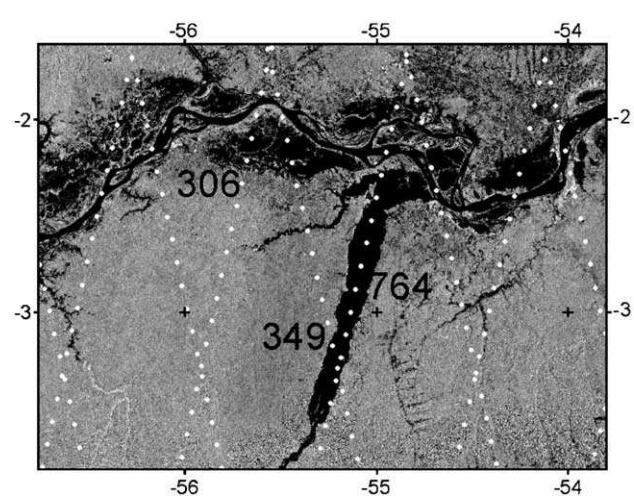


Fig. 3. Location of ENVISAT tracks on lower Tapajos.

Table 3
Corrections used for each altimeter datasets

Type of correction	ENVISAT	Topex/Poseidon	ERS-1 and -2	GFO	ICESat
Onboard instrumental drifts and biases	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
Ionospheric	Yes (DORIS)	Yes (DORIS)	Yes	Yes	No interaction
Dry troposphere	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
Wet troposphere	Yes	No	Yes	Yes	Yes
Solid Earth tide	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
Pole tide	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes

Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Data in Oceanography (AVISO) data at the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) (AVISO, 1996). The T/P waveforms are processed with the on-board Ocean tracker to provide 10 Hz range estimates. The common period with ENVISAT RA-2 measurements ranges from cycle 369 to cycle 421 of the T/P mission (September 20, 2003 to February 2, 2004). It corresponds to the new orbit where the satellite was placed after the launch of Jason-1, the follow-on to T/P. The Jason-1 data are ground-processed by a retracker especially designed for ocean studies. As a consequence, the number of valid data over land is not sufficient for hydrological studies.

3.2. ERS-1 and -2 radar altimetry data

The ERS-1 and -2 radar altimetry data, made available by ESA, have been ground processed with an ocean-like retracker. This processing is responsible for large data gaps over land. In the framework of the OSCAR project (Observations des Surfaces Continentales par Altimétrie Radar or Land Observations by Radar Altimetry) at LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique Océanographie Spatiales) in Toulouse (France), the entire collection of ERS-1 and -2 measurements have been retracked using the Ice-2 algorithm. The data used in this study are the 20 Hz height

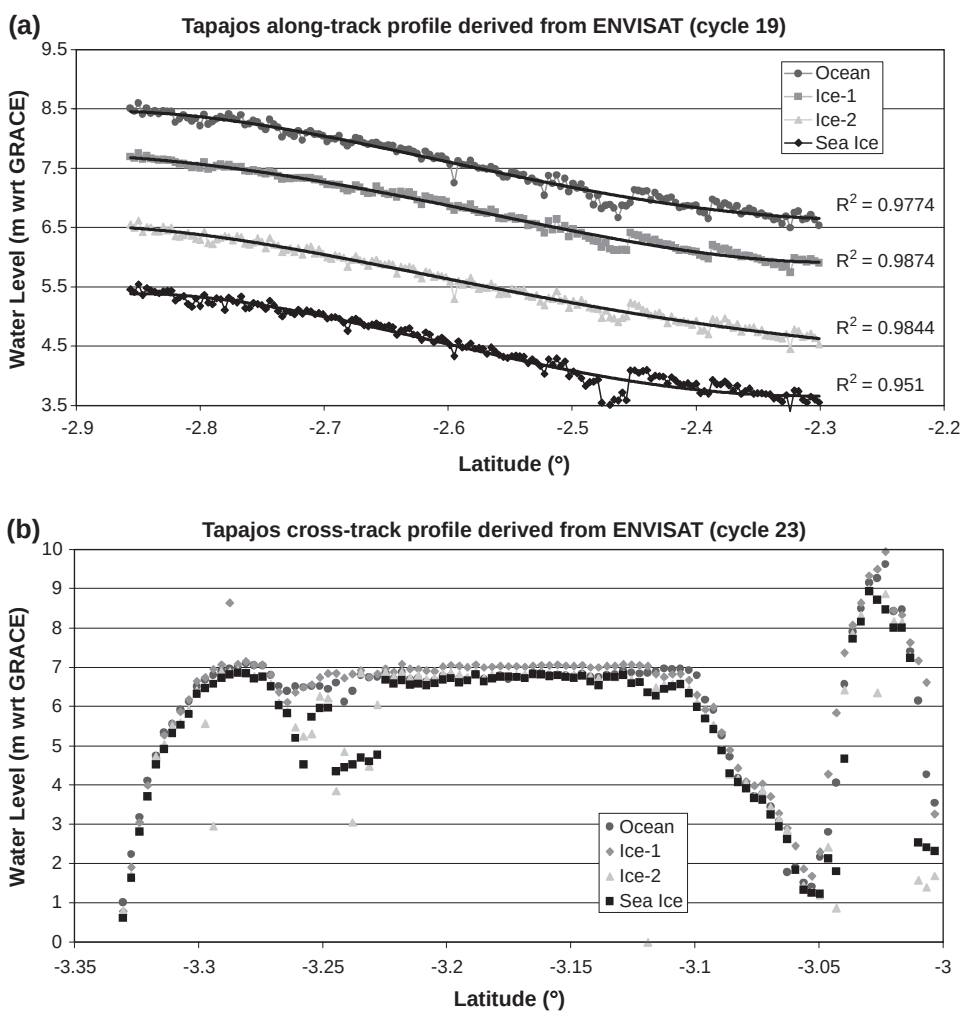


Fig. 4. Tapajos profiles: (a) along strike the river derived from each RA-2 retracker for cycle 19 and (b) crossing the river derived from each RA-2 retracker for cycle 23.

derived from ERS-1 and -2 range estimates retracked with Ice-2 algorithm for 1991–2003.

3.3. Geosat Follow-On radar altimetry data

Geosat Follow-On (GFO) is a US Navy altimeter mission launched in 1998. The data have been delivered to the scientific community since November 9, 2000. An Ocean-like tracking algorithm is applied to the GFO waveforms to derive range measurements. We used the 10 Hz height estimates made available by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) from cycle 55 to 124 (November 9, 2000 to February 16, 2004).

3.4. ICESat radar altimetry data

The Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat) is part of NASA's Earth Observation System (EOS) to measure changes in elevation of the Earth surface and primarily the Greenland and Antarctic Ice sheets. ICESat is supposed to provide independent high-accuracy data to calibrate and validate topographic products (Zwally et al., 2002). In this study, we use the Release 19 of the GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data product (Zwally et al., 2000) made available by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC—http://nsidc.org/daac/icesat).

Table 4
RMSE between water levels derived from ENVISAT for each retracker and water levels measured at in-situ stations

Reference Station	ENVISAT track Position (km)	RMS error (m) Ocean	Ice-1	Ice-2	Sea Ice
Tabatinga	20 lower	0.27	0.40	0.32	1.37
Manacapuru	43.5 upper	0.27	0.20	0.86	0.69
Manacapuru	43.5 lower	0.31	0.27	0.29	0.21
Obidos	5.25 lower	0.26	0.26	0.58	0.4
Curuai	Lake 1	0.85	0.36	0.90	1.08
Curuai	Lake 2	1.40	0.25	1.10	3.24
Curuai	Lake 3	0.55	0.53	1.35	0.99
Curicuriari	29 upper	0.12	0.07	0.10	0.13
Tapuruquara	15.5 upper	0.50	0.35	0.42	0.33
Tapuruquara	47.5 lower	0.42	0.12	0.23	0.14
Manaus	29 upper	0.31	0.11	0.56	0.32

4. The study regions

Our study is focused on four regions of the Amazon basin (Fig. 2): the area surrounding Tabatinga, the Negro River sub-

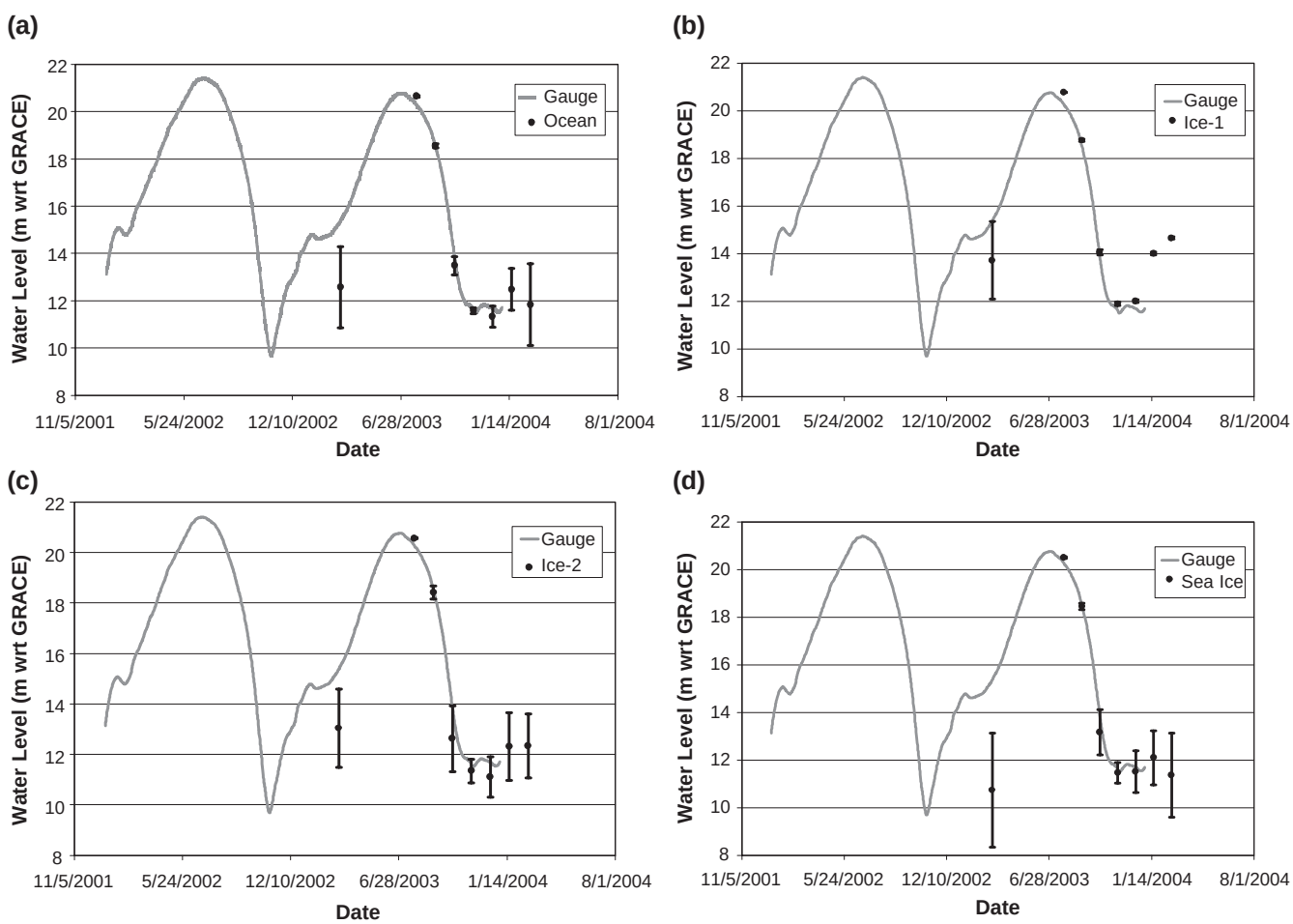


Fig. 5. Time series of water level derived from each ENVISAT retracker 29 km upper Manaus and compared with Manaus gauge measurements. The grey lines represent in-situ water level measurements; dark dots stand for water levels derived from Ocean (a), Ice-1 (b), Ice-2 (c), and Sea Ice (d) retrackers. Black lines are the uncertainties on ENVISAT measurements.

basin, the confluence between Negro and Solimões Rivers, and the lower part of the Tapajos River with the várzea of Curuai. The locations are summarized in Table 1. These areas are monitored by the HYBAM project (Hydrologie du Bassin Amazonien or Hydrology of the Amazon Basin) for their hydrological interest. The Brazilian Water Agency (Agencia Nacional de Aguas or ANA) is in charge of managing a network of 571 gauging stations in the Brazilian part of the Amazon basin (http://www.ana.gov.br). At each station, daily measurements of water stage are collected and daily estimates of discharge are produced using rating curves, obtained from periodic (sometimes several times a year) simultaneous measurements of stage and discharge. Some of these stations are GPS levelled. To validate the RA-2-derived water levels, we selected eight in-situ gauge stations from this database that comply with the following criteria: the station is levelled and water stage data are available between 2003 and the beginning of 2004, the station is in the vicinity (less than 50 km) of an ENVISAT ground-tracks. The location of the eight stations selected for this study is presented in Table 2. Many gauge stations were discarded because they were not levelled. This strict selection criteria were applied to perform a validation study on absolute water stages rather than on relative level changes.

5. Inter comparison of the retrackers

In this part, profiles of the Tapajos River estimated by the four retrackers are compared. Two typical cases are presented (Fig. 3): the satellite track runs along strike the river (track 764) and the satellite track crosses the river (track 349). Water levels are obtained as the difference between the values of the satellite orbit and the range values, taking into account different instrumental and geophysical corrections to the range. The corrections applied to the different sensors, contained in the ENVISAT, ERS-1 and -2, T/P, GFO GDRs, and in ICESat/GLAS standard data products are listed in Table 3. On the lower Tapajos, track 764 acquires water level along 80 km long profiles. To quantify the dispersion, fourth order polynoms are fitted on these profiles each cycle. On Fig. 4a, profiles derived from Ice-1, Ice-2, and Sea Ice for cycle 19 are artificially shifted downward by respectively 1, 2, and 3 m of their actual level. In average for all the cycles, the number of valid points is greater than 95% of the available measurements, the root mean square (RMS) discrepancies between measurements and polynoms are 0.1, 0.09, 0.11, and 0.13 m, and the correlation coefficient are 0.98, 0.98, 0.97, and 0.95, respectively, for Ocean, Ice-1, Ice-2, and Sea Ice. All these profiles exhibit a

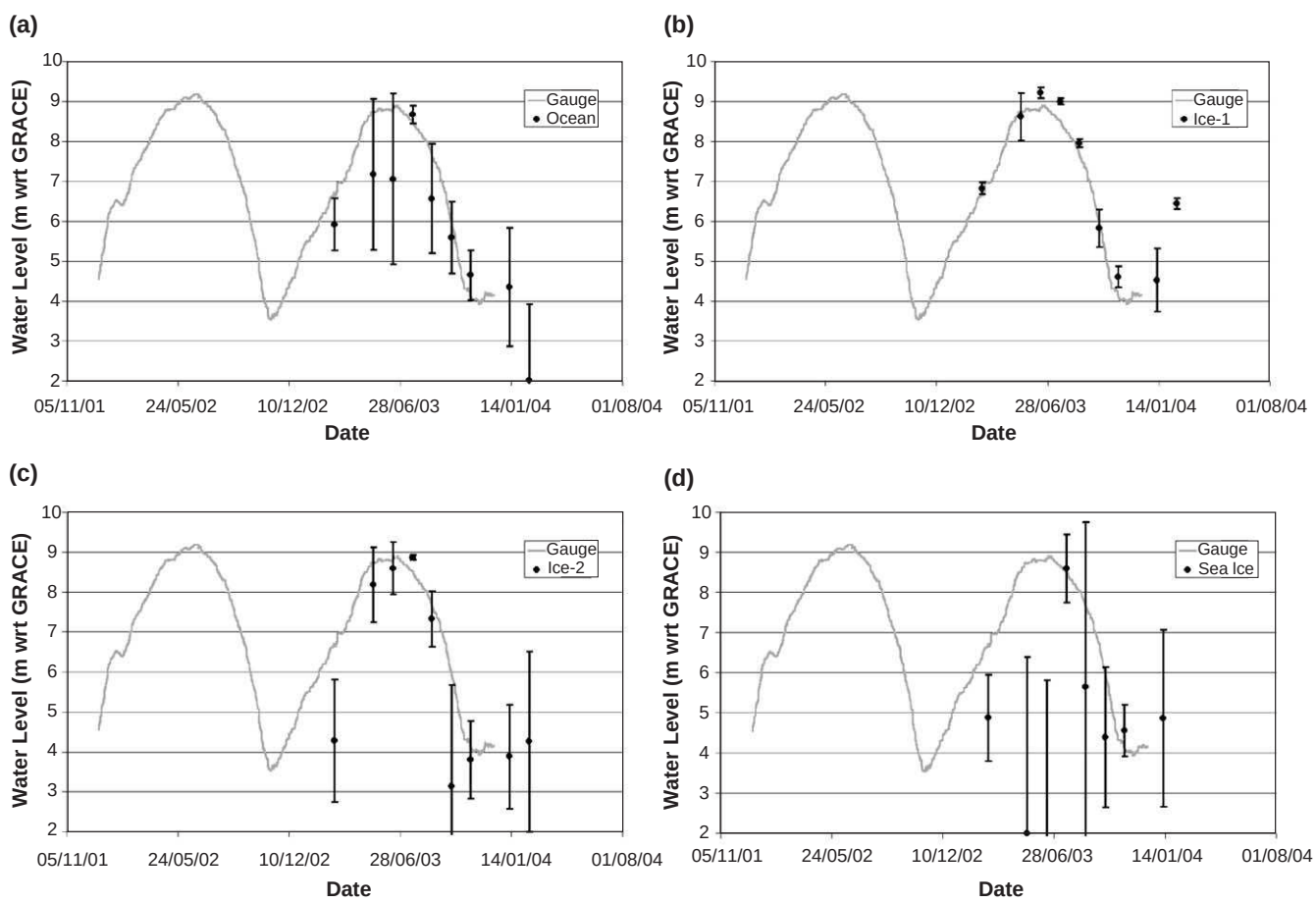


Fig. 6. Time series of water level derived from each ENVISAT retracker at Curuai lake 2 and compared with Curuai gauge measurements. The grey lines represent in-situ water level measurements; dark dots stand for respectively water levels derived from Ocean (a), Ice-1 (b), Ice-2 (c), and Sea Ice (d) retrackers. Black lines are the uncertainties on ENVISAT measurements.

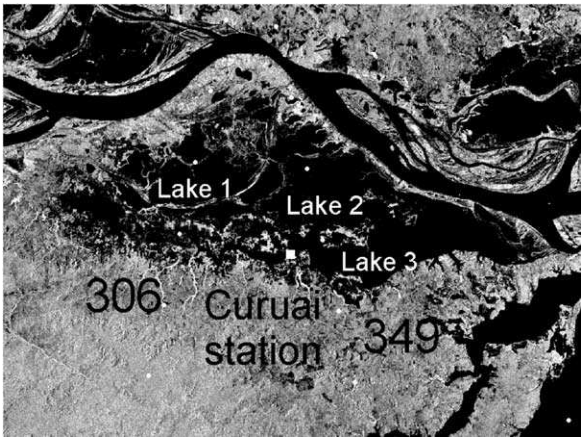


Fig. 7. Location of the ENVISAT tracks on the várzea of Curuai and of the in-situ gauge station.

similar curvature for all the dates. The water levels are consistent with hydrological observations in this part of the basin: maxima are recorded between June and August whereas minima are observed between mid-October and January.

In most cases, the satellite ground track only intersects the river over a few kilometers and the width of the river changes from a cycle to another with the water level. The intersection of track 349 with Tapajos River is located between latitude 3.1°S and 3.27°S. Each of the four retrackers provides realistic estimate of the water level (Fig. 4b). Nevertheless, some height measurements derived from Ocean, Ice-2, and Sea Ice are clearly erroneous with underestimation of water levels up to several meters for latitude greater than 3.2°S. Similar situations are observed in different comparable configurations on the Amazon basin, where water levels derived from Ice-1 are more reliable than the estimations provided by the other retrackers.

6. Comparison with in-situ gauge stations

For each intersection between the river and the satellite ground-track, we define a so-called "virtual station", that represents a rectangular window. Each cycle, the water level at a given virtual station is obtained by computing the median of all the high-rate data (20 Hz for ENVISAT RA-2, ERS-1 and -2, and 10 Hz for T/P and GFO) included in the rectangular window. This process, repeated each cycle, allows the construction of the time series of water level associated with a virtual station. The corrections applied to the different sensors, contained in the ENVISAT, ERS-1 and -2, T/P, GFO GDRs, and in ICESAT/GLAS standard data products are listed in Table 3.

The dispersion in L1 norm is given by the estimator known as median absolute deviation (Eq. (6)):

$$\mathrm{MAD}(x) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N} |x_i - x_{\mathrm{med}}| \tag{6}$$

where MAD(x): median absolute deviation of the observations, N: number of observations, x_i: ith observation, and x_{med}: median of the observations.

Water levels are referenced to geoid EIGEN-GRACE02S, complete to order 150 (Reigber et al., 2005). This geoid is derived from the first year of the GRACE satellite gravimetry mission measurements which monitored the time–space variations of the gravity field with a resolution of 2° × 2° at the equator and an accuracy of 1 cm on the geoid height (Reigber et al., 2005).

The water level time series derived from the four retrackers are compared with in-situ gauge stations measurements. 8% to 15% more valid data are found when retracked with Ice-1 compared with other retrackers. The dispersion (in L1-norm) is lower with Ice-1 than other retrackers, typically lower than 0.2 and 0.1 m for low and high stage,

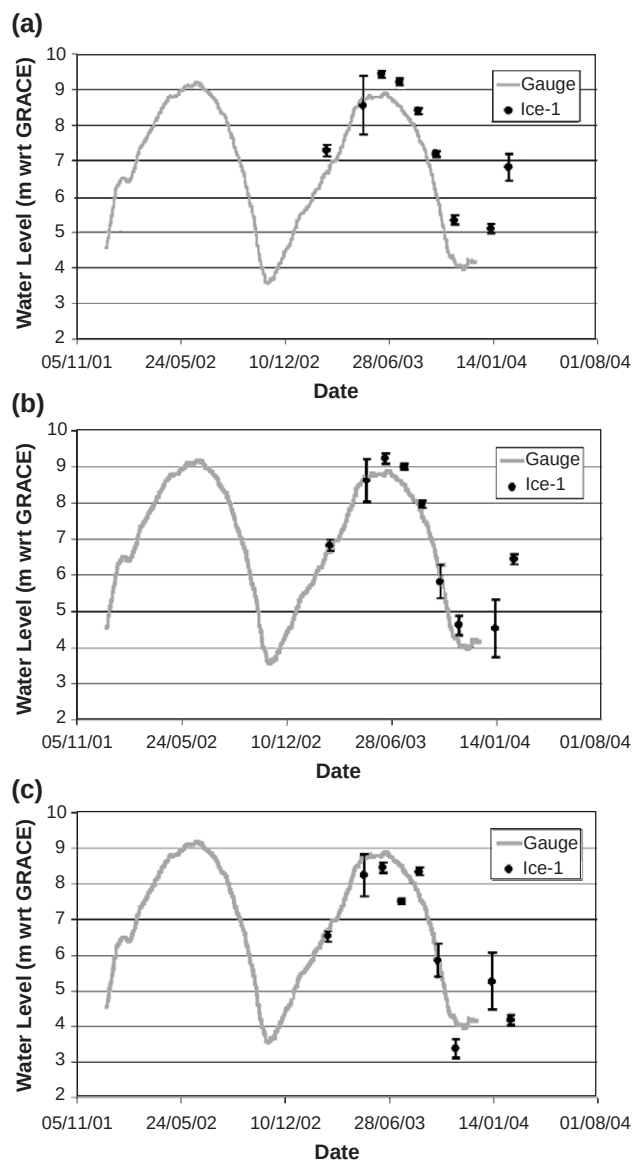


Fig. 8. Time series of water level derived from ENVISAT RA-2 measurements retracked with Ice-1 at Curuai lake 1 (a), Curuai lake 2 (b), Curuai lake 3 (c), and compared with in-situ gauge measurements. The grey lines represent in-situ water level measurements; dark dots stand for water levels derived from Ice-1 retracker. Black lines are the uncertainties on ENVISAT measurements.

Table 5
Comparison of water levels from in-situ gauge stations and derived from RA-2 over the várzea of Curuai

	σ (m)	Bias (m)	RMSE (m)	Correlation coefficient	Linear regression: $y=ax+b$	σ_a	σ_b (m)
Lake 1	0.22	0.71	0.36	0.98	$y=0.94\,x+1.1$	0.24	0.08
Lake 2	0.30	0.24	0.25	0.99	$y=0.89\,x+0.5$	0.19	0.06
Lake 3	0.58	−0.32	0.53	0.96	$y=1.01\,x-0.43$	0.52	0.17

respectively. Dispersion can decrease to 0.05 m when the river is large enough as in Manaus (Fig. 5). RMS errors between altimeter-derived and in-situ water levels are presented in Table 4. In all cases, Ice-1 exhibits the lowest RMS errors compared to the other retrackers. Better results are obtained on rivers than on wetlands (the example of the three lakes of Curuai várzea, see Lake 2 on Fig. 6). The Ice-1 retracker appears to be the best suited for hydrological applications and we decided to use the Ice-1 retracked data in the following sections.

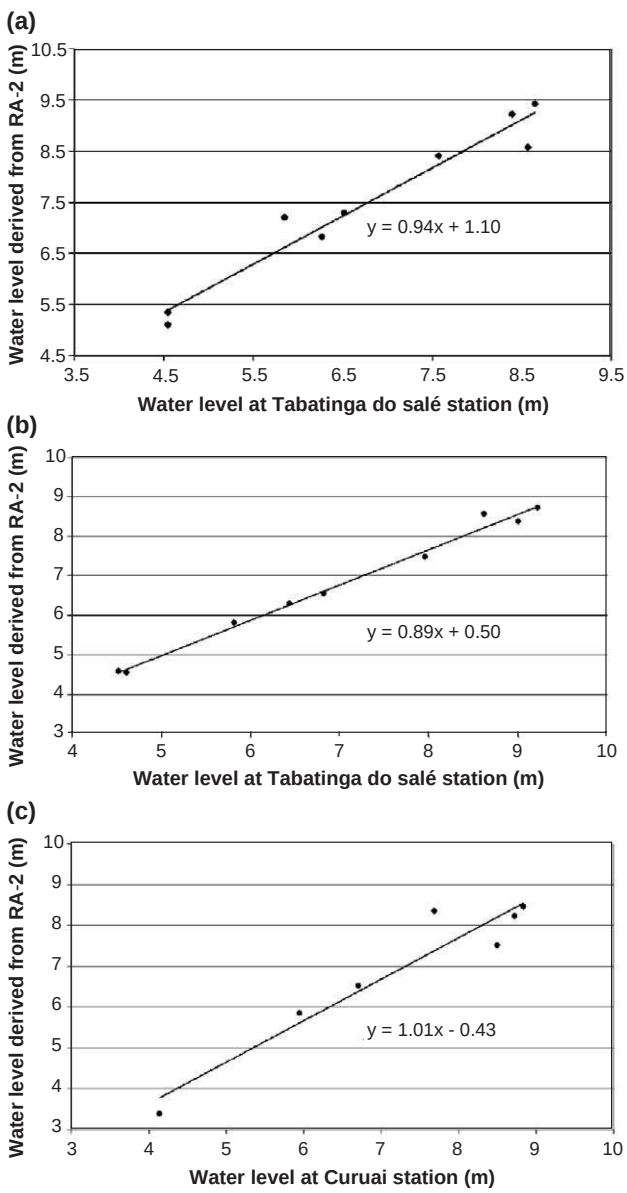


Fig. 9. Water levels at Curuai in-situ gauge station versus water levels derived from RA-2 (Ice-1 retracker) for lake 1 (a), lake 2 (b), and lake 3 (c).

7. Validation over the varzea of Curuai

The várzea of Curuai, located south of Obidós city, can be considered as representative of a large number of inundation systems disseminated along the Amazon floodplain. It is composed of twenty or so interconnected lakes linked to the river by temporary and permanent channels, of more than one hundred kilometres long on the south riverside (Fig. 7). Its hydrological functioning is monitored by the HYBAM project, which has collected in-situ measurements during 17 scientific campaigns. One of the main interrogation concerns the relevance of altimetry from space data for hydrological purposes, i.e. the understanding of the functioning of the floodplain in terms of nature of data, accuracy, and coherency with in-situ measurements.

On the várzea of Curuai, three different lakes where water levels time series can be constructed were identified. The time

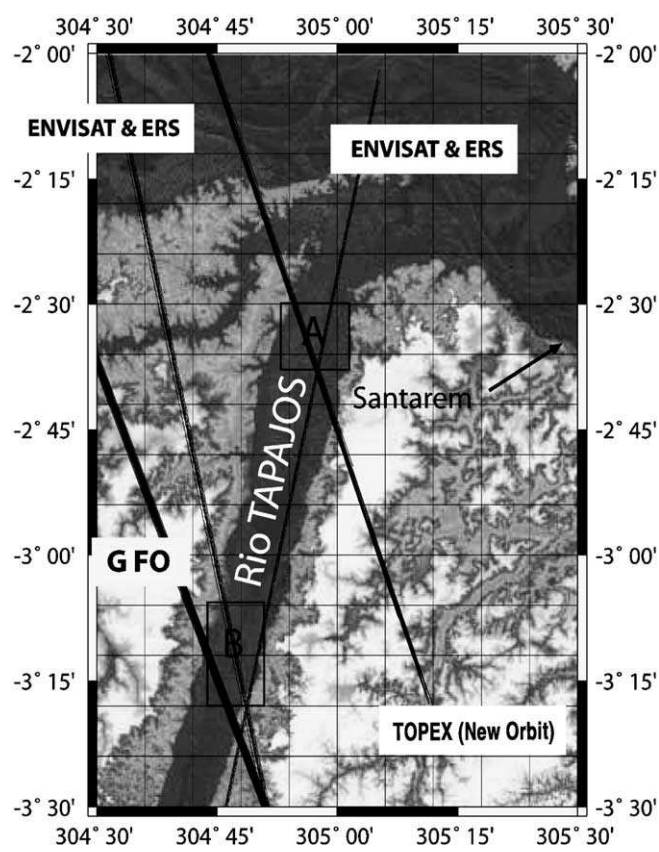


Fig. 10. Altimeter tracks on lower Tapajos.

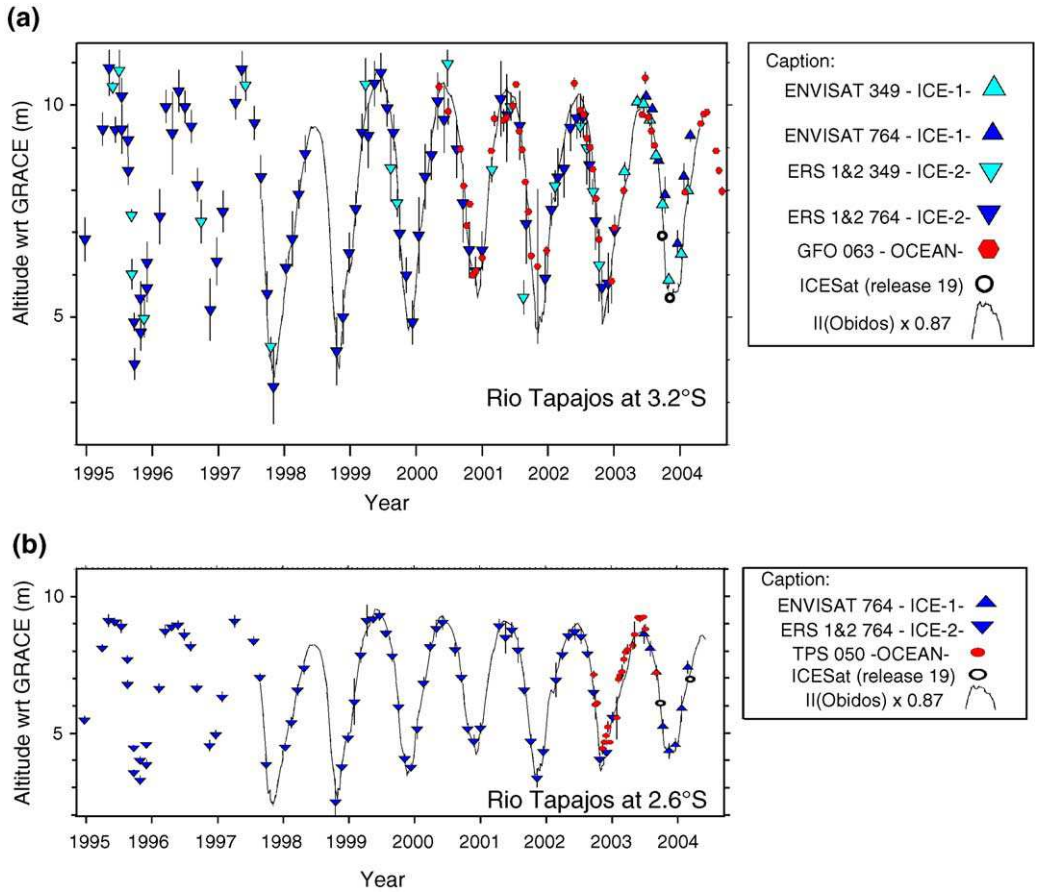


Fig. 11. Multi-satellite water level time series at 3.2°S (a) and 2.6°S (b).

series obtained with Ice-1 are then compared with the in-situ station of Tabatinga do Salé for lakes 1 and 2 and Curuai for lake 3 (Fig. 8). To discuss the accuracy of the results, five estimators have been taken into consideration:

- the dispersion of high-rate data estimated with (Eq. (6)) and averaged for all the cycles,
- the mean bias between RA-2 and in-situ measurements,
- the RMSE between RA-2 and in-situ measurements,
- the correlation coefficient between RA-2 and in-situ measurements,
- the equation of the linear regression.

Their values are computed for the three lakes with the results of Ice-1 retracking algorithm and listed in Table 5. The corresponding scatter plots are presented on Fig. 9.

The dispersion on the derived water levels is low (<0.3 m) except for lake 3 (0.58 m). The high value obtained on lake 3 can be explained by the nature of the intersection between the satellite ground track and the lake: its width is only several hundred meters between sandbars covered with vegetation. As a consequence, the quality of altimeter measurement is affected by the complex environment (reflections from water, ground, and canopy vegetation) encompassed in the altimeter footprint. The biases between RA-2 and in-situ measurements range from −0.32 and 0.7 m. The in-situ gauge stations of Tabatinga do Salé and Curuai were levelled by GPS. A priori, such biases can hardly be attributed to errors in the levelling of the stations. It is worth noting that the gauges are several tens of kilometres away from the várzea lakes. So, short wavelength geoid undulations, not described in the EIGEN-GRACE02C geoid, may produce level biases between gauges and lakes. Errors in the geophysical corrections applied to the RA-2 ranges may be also responsible for these differences. Yet, these biases are most likely caused by lack of accuracy on range estimation or have hydrological causes. The level of the different lakes composing

Table 6
Biases and RMS discrepancies between water levels derived from altimeter datasets and pseudo in-situ time series on the lower Tapajos: (a) at 3.2°S (box A) and (b) at 2.6°S (box B)

	Bias (m)	RMS (m)
(a)		
ERS 349	0.0*	0.68
ERS 764	0.0*	0.43
ENV. 349	0.22	0.14
ENV. 764	0.65	0.43
GFO 63	−0.07	0.54
(b)		
ERS 764	0.0*	0.2
ENV. 764	0.76	0.2
T/P 50	0.39	0.35

the várzea is not necessary the same and is not constant on their whole surface (slopes of 2 cm/km were recorded using ICESat measurements). Clearly, further study is necessary to determine the actual causes of these differences. Nevertheless, correlation coefficients between water levels derived from RA-2 measurements and in-situ records are all greater than 0.95: the water level variations are hence well estimated. This analysis demonstrates the great quality of the ENVISAT measurements retracked with Ice-1.

8. Multi-satellite validation

The time sampling (respectively 10, 15, and 35 days for T/P, GFO, and ERS-1 and -2/ENVISAT) of the present radar altimetry missions is not sufficient to monitor rapid changes in hydrological processes. The combination of water levels derived from the different satellites increases the time sampling at cross-over points. Two zones were identified on the lower Tapajos where ENVISAT tracks are crossing other altimeter tracks (Fig. 10). ENVISAT track 349 intersects T/P track 50 at 2.6° S (box A). ENVISAT tracks 764 and 349 form a cross-over point and both intersect GFO track 063 at 3.2° S (box B). The combined water level time series are presented on Fig. 11a and b. There is no in-situ gauge station on the lower Tapajos to record water stages. In order to compare the different altimetry datasets to a common reference, we have created a pseudo time series from remote stations. Measurements from the two closest stations–Itaituba on the upstream part of the Tapajos and Obidos on the Amazon River–have been used. Best agreement has been found with Obidos station, scaling the stage variations by 0.87. This scale factor accounts for the difference in width between lower Tapajos and the Amazon River in Obidos. These pseudo in-situ time series have been further levelled at the location of boxes A and B using ICESat measurements. Biases and RMS discrepancies for all the time series are reported in Table 6. The biases for the ERS series are zero by construction since these data undergo a long wavelength—geographical-error and the time series have been best-fit adjusted to the in-situ series. Biases and RMS scatter for the ENVISAT series are similar to those obtained for the other missions. GFO presents the smallest bias (−0.07 m) but ENVISAT series present the lowest RMS scatter (0.2 m). In addition, the RMS discrepancies obtained with datasets on-board tracked using "ocean-like" trackers (T/P and GFO) are larger than those obtained with the Ice-2 (ERS series) and Ice-1 (ENVISAT series) retrackers. These preliminary results are very promising. Nevertheless, as the measurement dates do not coincide, the datasets can not be fully cross-calibrated to determine the biases between each satellite as it is done for oceanography (Le Traon et al., 1995). When longer time-series of ENVISAT water levels are available, minimization of cross-over differences will be performed to determine the relative biases between the missions and enable to produce time series combining all the altimeter data available at every virtual station.

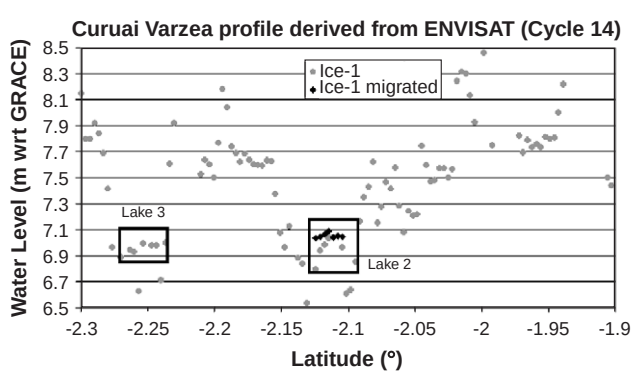


Fig. 12. Water level profile derived from ENVISAT 20-Hz measurements over Curuai Várzea.

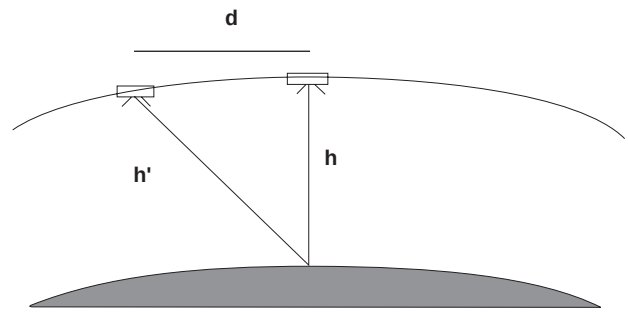


Fig. 13. Principle of migration.

9. Migration of RA-2 altimeter data

Lakes, rivers, and wetlands water level profiles derived from altimeter measurements are expected to be flat or slightly inclined. Downward turning parabolic features that are clearly artefacts are commonly observed on altimeter profiles over the water bodies (see example in Fig. 12). This problem occurs when the altimeter tracker is locked on the brighter target present in the footprint and does not estimate the actual slant distance between the satellite and the target in the nadir direction. The round-trip travel time between the altimeter and the at-nadir surface (and the range as a consequence) is thus over estimated. As shown on Fig. 13, the error in the height estimate can be approximated by (Eq. (7)):

$$\Delta h = h' - h = h\left(\sqrt{1+\left(\frac{d}{h}\right)^2} - 1\right) \approx \frac{d^2}{2h};\ d \ll h \qquad (7)$$

where Δh is the height error, h the actual range of the water body, h' the measured range, and d the along-track distance between the satellite nadir and the target.

The migration method consists of integrating energy over such parabolic features and focusing the resultant sum at the apex of the curve. It was already used in altimetry over ice caps to improve the resolution of topographic features (Nuth et al., 2002). We do not apply the migration technique to the altimeter waveform data but to the Ice-1 ranges over lake 2 of Curuai várzea. For each cycle, we have compared the water levels to those obtained after migration. We can thus estimate the error without migrating altimeter data. For the whole time series, the RMS discrepancy between water levels at Curuai gauge station

and those derived from RA-2 is 0.27 m. After the migration process, the RMSE is reduced to 0.19 m. This simple example illustrates the importance of radar altimetry data migration for hydrological studies.

10. Conclusion

ENVISAT RA-2 exhibits a strong capability for the monitoring of inland waters. Among the four retracking algorithms applied to ENVISAT waveforms, Ice-1 provides the most suited ranges for continental hydrology studies. For the different test zones, the large number of valid data with the lowest RMS differences (<0.3 m on the rivers and <0.5 m on the wetlands) are obtained for water levels derived from Ice-1 retracker. These results, for 1 year of RA-2 data, are two or three times better than those obtained with 10-year of T/P data by Birkett et al. (2002). A particularly accurate monitoring of water stages with ENVISAT RA-2 is, hence, expected. The dispersion on the measurement does not exceed 0.2 m and most of the time is lower than 0.15 m. Nevertheless, an important number of data are lacking in the ENVISAT RA-2 GDRs: for a given virtual station, there is no available data for various cycles. To improve the accuracy of the altimeter-derived hydrological datasets, it is necessary to perform migration process. These preliminary results have to be confirmed for large river basins in different regions (tropical, mid-latitude, and polar regions). Nevertheless, these results demonstrate the interest to retrack the waveforms from the present radar altimeter missions (T/P, ERS-1 and -2, Jason-1, GFO) to increase the number of available data and improve the accuracy for continental water studies.

Furthermore, to assess the accuracy of RA-2 for land water studies, absolute range calibration should be performed using the same type of experiments as for ocean (Roca et al., 2003). Cross-calibration of the present radar altimeters is necessary to combine the datasets for hydrological purposes.

Different hydrological applications of RA-2-derived water levels can be foreseen. As RA-2 efficiently completes the present network of altimeter gauge stations on rivers and wetlands, a better understanding of the hydrological processes at basin scale is forthcoming. Moreover, the estimation of the time variations of water volume during floods can be envisaged by combining water levels derived from RA-2 raw-data and simultaneously acquired MERIS or ASAR images for the delineation of the inundated areas. Finally, the assimilation of RA-2 data in hydrological models can improve the quality of their outputs and predictions and become the first step toward operational hydrology.

Acknowledgements

This paper is a contribution to the validation of ESA ENVISAT RA-2. The authors wish to thank Benoît Legrésy from Laboratoire des Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS, Toulouse, France) for the delivery of ERS-1 and -2 data retracked with Ice-2 algorithm and for fruitful discussions. ENVISAT RA-2, T/P and GFO data were provided by the Centre de Topography des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) at LEGOS. One of the authors (FF) is supported by a CNES/Alcatel Space grant. We are particularly grateful to Nelly Mognard-Campbell, from LEGOS, for reviewing the English version of the paper.

References

Ad Hoc Work Group on Global Water Datasets. (2001). Global water data: An endangered species. *EOS Transactions American Geophysical Union*, *82*, 54–58.

AVISO. (1996). AVISO user handbook: Merged TOPEX/POSEIDON products, AVI-NT-02-101-CN (3-rd ed.). Toulouse, France: CNES, 194 pp.

Bamber, J. L. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, *15*(4), 925–938.

Birkett, C. M. (1995). The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*, *100*(C12), 25,179–25,204.

Birkett, C. M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, *34*(5), 1223–1239.

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*, *107*(D20), 8059–8080.

Brown, G. S. (1977). The average impulse response of a rough surface and is applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, *25*(1), 67–74.

Dow, J. M., Martinez Fadrique, F. M., & Zandbergen, R. (1999). High precision altimetry from the ENVISAT mission. *Advances in Space Research*, *23*(4), 757–762.

ESA. (2002). ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, *RA2/MWR Products User Guide*.

Gardini, B., Graf, G., & Ratier, G. (1995). The instruments on ENVISAT. *Acta Astronautica*, *37*, 301–311.

Hayne, G. S. (1980). Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, *28*(5), 687–692.

Koblinsky, C. J., Clarke, R. T., Brenner, A. C., & Frey, H. (1993). Measurements of river level variations with satellite altimetry. *Water Resources Research*, *29*(6), 1839–1848.

Laxon, S. (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *International Journal of Remote Sensing*, *15*(4), 915–924.

Legrésy 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*, 81 pp.

Legrésy, B., & Rémy, F. (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric obsedrvations. *Journal of Glaciology*, *43*(144), 197–206.

Le Traon, P. Y., Gaspar, P., Bouyssel, F., & Makhmara, H. (1995). Using Topex/Poseidon data to enhance ERS-1 data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *12*, 161–170.

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*, *30*(3), 1143–1146.

Mercier, F., Cazenave, A., & Maheu, C. (2002). Interrannual lake level fluctuations (1993–1999) in Africa from Topex/Poseidon: Connections with ocean–atmosphere interactions over the Indian Ocean. *Global and Planetary Change*, *32*, 141–163.

Nuth, V., Pulliam, J., & Wilson, C. (2002). Migration of radar altimeter waveform data. *Geophysical Research Letters*, *29*(10), 10.129–10.133.

Oliveira Campos, I., de 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'Académie des Sciences Paris. Sciences de la Terre et des Planètes*, *333*, 1–11.

Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., & Vetterling, W. T. (1992). Numerical recipes: The art of scientific computing (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

Reigber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K. H., et al. (2005). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE: EIGEN-GRACE02S. *Journal of Geodynamics*, *39*(1), 1–10.

Roca, M., Francis, R., Font, J., Rius, A., Cardellach, E., Schuler, T., et al. (2003). RA-2 absolute range calibration. *Proc. of Envisat Validation Workshop, Frascati, Italy, 9–13 December 2002 (ESA SP-531, August 2003)*.

Rodriguez, E., & Chapman, B. (1989). Extracting ocean surface information from altimeter returns: The deconvolution method. *Journal of Geophysical Research*, *94*(C7), 9761–9778.

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*, *19*, 3055–3074.

Wehr, T., & Attema, E. (2001). Geophysical validation of ENVISAT data products. *Advances in Space Research*, *28*(1), 83–91.

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* (pp. 1339–1344).

Zelli, C. (1999). ENVISAT RA-2 advanced radar altimeter: Instrument design and pre-launch performance assessment review. *Acta Astronautica*, *44*, 323–333.

Zwally, H. J., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, C., Brenner, A., et al. (2002). ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean and land. *Journal of Geodynamics*, *34*, 405–445.

Zwally, H. J., Schutz, B., Hancock, D., & Brenner, A. (2000). ICESat/GLAS Standard Data Products in HDF and SCF Formats. Version 1.2. Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center.

Annexe 3 : Estimation de relations hauteur/débit par altimétrie radar et modélisation hydrologique

ARTICLE IN PRESS

Journal of Hydrology (2006) **xxx**, xxx–xxx

available at www.sciencedirect.com

SCIENCE DIRECT®

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges

J.G. Leon [a,*], S. Calmant [b], F. Seyler [a], M.-P. Bonnet [a], M. Cauhopé [a], F. Frappart [a,b], N. Filizola [c], P. Fraizy [a]

[a] *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, (IRD, CNRS, UPS), 14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*
[b] *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, (IRD, CNRS, UPS), 14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*
[c] *University of the Amazonas State, Brazil*

Received 20 October 2005; received in revised form 23 December 2005; accepted 23 December 2005

KEYWORDS
Rating-curve;
Effective zero flow;
Radar altimetry;
Manning coefficient;
Negro River;
Amazon Basin

Summary The objective of this study is to derive the stage–discharge relationship for 21 ''virtual gauge stations'' located at the upper Negro River (Amazon Basin, Brazil). A virtual station can be defined as any crossing of water body surface (i.e., large rivers) by radar altimeter satellite tracks. Rating curve parameters are estimated by fitting with a power law the temporal series of water surface altitude derived from satellite measurements and the discharge. Discharges are calculated using ProGUM, a flow routing model based on the Muskingum–Cunge (M–C) approach considering a diffusion-cum-dynamic wave propagation [Leon, J.G., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Calmant, S., Seyler, F., submitted for publication. Distributed water flow estimates of the upper Negro River using a Muskingum–Cunge routing model based on altimetric spatial data. J. Hydrol.]. Among these parameters is the height of effective zero flow. Measured from the WGS84 ellipsoid used as reference, it is shown that the height of effective zero flow is a good proxy of the mean water depth from which bottom slope of the reaches can be computed and Manning roughness coefficients can be evaluated. Mean absolute difference lower than 1.1 m between estimated equivalent water depth and measured water depth indicates the good reliability of the method employed. We computed the free surface water slope from ENVISAT altimetry data for dry and rainy seasons. These profiles are in good agreement with the bottom profile derived from the aforementioned water depths. Also, the corresponding Manning coefficients are consistent with the admitted ranges for natural channels with important flows (superficial width >30.5 m [Chow, V.T., 1959. Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York]) and irregular section.
© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61 33 26 62.
E-mail address: leon@lmtg.obs-mip.fr (J.G. Leon).

0022-1694/$ - see front matter © 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.006

Introduction

Monitoring of the temporal variations of the river water levels is classically made using in situ recordings. Level variations can be expressed in terms of discharges using calibrated relationships referred to as rating curves. However, most large river basins in the world, e.g., the Amazon Basin in South America, cover areas of difficult access. This is a major hindrance to the installation of operational networks of hydrological in situ stations. Radar altimetry is an interesting alternative to recording the periodic measurements of water level variations in the continental environment even in these remote places. The ability of radar altimeters to monitor continental water surfaces and measure their stage elevation has been demonstrated over inland waters (Birkett, 1995; Cazenave et al., 1997). However, due to the size of the footprint, it is mainly applicable to large water bodies, particularly the survey of level fluctuations in lakes, large rivers or flood plains.

Leon et al. (submitted for publication) have proposed a bibliographic review of the recent use of radar altimetry over continental water bodies (continental seas, then lakes and large rivers). Normally, land water investigators have to deal with dataset primarily collected and processed for other scientific targets, namely heights collected for either oceans (T/P, Jason, GFO, part of ERS 1 and 2 and ENVISAT) or ice caps (ERS 1 and 2, ENVISAT, ICEsat). Thus, T/P measurements have been found to present an overall uncertainty over continental waters of a couple of decimeters (Birkett et al., 2002), Nevertheless, a better accuracy (of the order of a decimeter) have been found on the same continental water bodies with the ICE1 retracked ENVISAT data, which are used in this study (Frappart et al., 2006).

In hydrology, data obtained from satellites and other remote sources support broad and potentially frequent global coverage of river discharge estimates (Barrett, 1998). Thus, a method based on remotely sensed data to estimate river discharge would provide a means to maintain or even increase the global streamflow monitoring network. This could prove cost-effective in the long term to obtain the required river discharge data on a global scale. For example, Jasinski et al. (2001) used river stage data from TOPEX/Poseidon satellite altimetry data to assess discharge ratings in several locations of the Amazon basin by comparing altimetry data with stage and discharge measured at the existing gaging stations. The accuracy of ratings varied depending on distance between altimetry observation and ground-measured discharge, and on topography and the river width. This study demonstrated the feasibility of satellite altimetry for getting remote river stage information. However, ground-based discharge data were required to develop the rating, and the derived ratings could not be extrapolated to other rivers or reaches of the Amazon.

On the other hand, in the case of a large river for example, with a measured discharge record available, even some distance away, this information can be used as an indication of the local hydraulic conditions associated with a particular discharge. The simplest way to do this would be to compile the relationships between local stages and remote discharges. This approach would be adequate under reasonably steady flow conditions but quite inaccurate for highly variable flows with short duration events, as in many South African rivers, where the distance between the measured discharge and the required stage is large (Birkhead and James, 1998).

Under these conditions the relationship between local stage and local discharge is sought. Establishing this relationship requires accounting for the lag and attenuation of discharge between local and remote sites. Discharges at local and remote sites can be related using a variety of flood routing procedures ranging in simplicity from Muskingum or M—C models to solution of the full dynamic flow (Saint—Venant) equations. Expressing the local stage—discharge relationship as a simple mathematical function, from remote discharge estimated by flow routing model and local stage from radar altimeter, enables the local flow conditions to be expressed in terms of stage or vice versa.

The M—C method has been used in different studies (Boroughs and Zagona, 2002; Johnson and Miller, 1997; Merkel, 1999; Richey et al., 1989) for discharge estimation. Leon et al. (submitted for publication) have estimated the outflows at some virtual gauge stations (places where footprint of radar satellites cross-cut the river channel or the flood plain) for some watersheds of the upper Negro River main channel and tributaries using ProGUM, a M—C flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption; in situ discharges and radar altimetry data. In this study, the calibration phase led to differences less than 4% between measured and estimated outflows and validation has given errors less than 10%.

In this paper, it is shown that mean reach depths can be derived from the parameters of the power law establishing the rating curve between water stages from satellite altimetry and discharges estimated by flow routing. First, in situ and altimetry available data are discussed. Then, the method already reported in Leon et al. (submitted for publication) for predicting remote discharges at virtual stations based on the M—C flow routing model approach and in situ data using PROGUM is reviewed. Also discussed is the method to select and retrieve altimeter water levels from TOPEX/Poseidon and ENVISAT over the upper Negro River in the Brazilian Amazon basin. Finally, the method developed in this study to establish stage—discharge relationships between satellite-derived water level and river discharge at 21 virtual stations in the Upper Negro Basin is presented. Expressed as a power law, these relationships allow us to estimate the base of the equivalent wet section depth of the river, referred to here as the average water depth. The resulting slope has been compared with the water free surface slope derived from ENVISAT measurements. The same method has been applied to in situ water level measurements. The resulting average water depth at virtual and in situ stations is compared with mean depth obtained from acoustic Doppler current profiler (ADCP) measurements conducted in May 2005.

Material and methods

The Negro River system

Because of his huge discharges, Amazon River is the most important continental water source in the world. Draining an area of 6.7 million km^2 the Amazon Basin contributes about 15—20% of all liquid fresh water transported to the oceans (Richey et al., 1989; Coe et al., 2002). Negro River,

Table 1 Principal characteristics of Negro River

Negro Basin	
Area	715,000 km^2
Mean annual temperature	26 °C
Annual rainfall	3000–4000 mm
Soil moisture regime	Udic to Perudic
Rainfall peak period	April–June
Discharge Ranges	4200–50,000 m^3/s

Soil Survey Staff (1975, 1990), Dubroeucq and Volkoff (1998) and Guyot (1993).

Solimoes River and Madeira River are the three main tributaries of the Amazon.

Negro River Basin extends from 3°14′S to 5°8′N latitude and from 72°57′W to 58°16′W longitude. The basin drains approximately 10% of the Amazon Basin from its source at the confluence of the Guainia River (Colombia border) and Casiquiare River (Venezuela border) to the confluence with Solimoes River, a few kilometres before Manaus (Brasil). Table 1 summarizes the main characteristics of the Negro Basin.

Negro River level and discharge data

In situ gauge station data

For the purpose of this study, the subwatersheds based on in situ gauges are shown in Fig. 1. Four stations are located along the Negro River main stream (Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha) accounting for a total length of 509 km; two lies in the Uaupes River (Uaracu and Taraqua) representing 387 km. Uaupes River is the main gauged tributary of the upper Negro River. Table 2 summarizes the Negro River main stream features discharges at these six gauged stations and their principal characteristics.

Daily measurements of the river water stage started some time between 1977 and 1982. These records, along with periodical measurements of cross-sectional area, water surface width, flow velocity, bed channel depth are available at the ANA (Brazilian Water National Agency) website (http://hidroweb.ana.gov.br/). These measurements have been made by ANA with conventional measurements methods such as reels currentmeter method for discharge. More information acquired during several field campaign from 1995 to now has been found at the HYBAM web site (http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/campagnes.htm). The discharge measurements retrieved from this site were acquired by ADCP measurements. ADCP profiles are meant

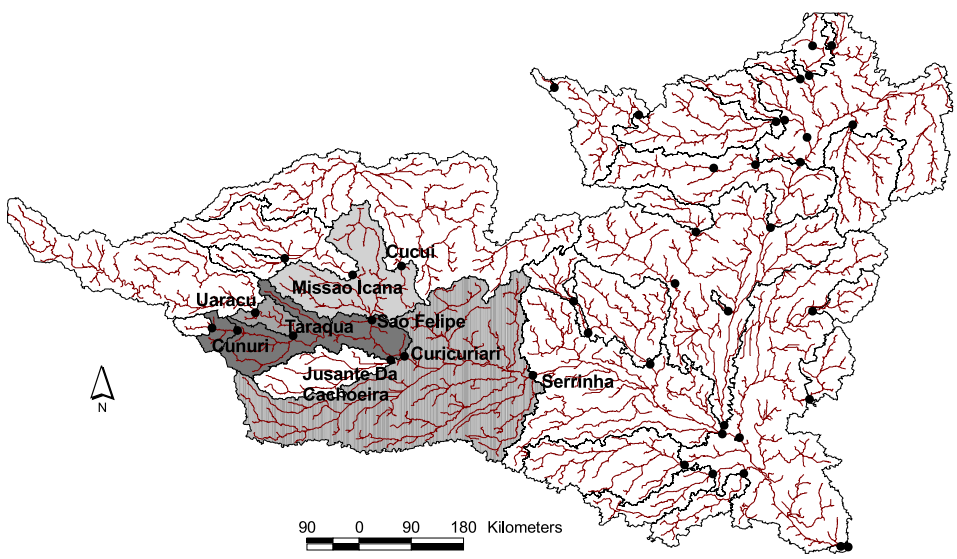


Figure 1 Negro River Basin. The Negro River and the subwatershed delineation. Black points show the position of the hydrological stations in the basin. In grey are the subwatersheds considered in this study.

Table 2 Main characteristics of hydrologic stations studied

Station name	River	Longitude	Latitude	Measurement period	Discharge (m^3/s)	Drained area (km^2)	Upstream station
Cucui	Negro River	−66.8597	1.2155	1980–2204	400–10,500	70,400	–
Sao Felipe	Negro River	−67.3218	0.3727	1977–2004	1200–15,500	119,200	Cucui
Curicuriari (from Sao Felipe)	Negro River	−66.8115	−0.1921	1977–2004	2500–24,000	132,000	Sao Felipe
Curicuriari (from Taraqua)	Negro River	−66.8115	−0.1921	1977–2004	2500–24,000	132,000	Taraqua
Serrinha Curicuriari	Negro River	−64.8108	−0.4876	1977–2004	5000–30,000	283,000	
Uaracu		−69.1388	0.4892	1977–2004	80–6000	38,700	–
Taraqua	Uaupes River	−68.5534	0.1349	1977–2004	250–6500	42,000	Uaracu

to retrieve both discharge and flow velocity in unit cells distributed along verticals every time step (1—3 s in most cases). The computed discharge is the sum of discharge per cell unit and the profile geometry is another possible output of the ADCP software TRANSECT.

Data acquired during a field campaign in May 2005

A field campaign took place in May 2005 and allowed to acquire in situ data, in particular ADCP measurements, in order to assess the quality of the altimeter derived measurements. To perform these measurements on the modelled part of Rio Negro, our team used three light motor boats to follow up the Negro River to Cucui and the Uaupes River to Taraqua, and back to Sao Gabriel da Cachoeira, which lies downstream the confluence Negro—Uaupes in the middle of a succession of rapids and water falls several kilometres long. Downstream of Sao Gabriel, a medium-sized boat has been used to follow down the Rio Negro to Manaus, performing ADCP profiles at the in situ stations and at the locations of each satellite track crossing. Measurements description and locations can be found at http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/campagnes.htm.

Satellite altimetry data

Satellite altimetry relies on: radar altimetry and orbitography. Radar altimetry measures the distance between satellite and instantaneous water surface. Orbitography provides satellite altitude relative to a reference ellipsoid. The difference between both distances is the instantaneous water level height relative to the reference ellipsoid. Placed into a repeat orbit, the satellite altimeter overflies a given region at regular time intervals, normally called the repeat cycle, and with a ground track footprint that varies depending on satellite characteristics. In this study, two satellite data sources have been selected, i.e., TOPEX/Poseidon and ENVISAT missions.

Corrections applied to these measurements include ionospheric refraction, dry tropospheric refraction, wet tropospheric refraction, solid earth and pole tides (Renellys et al., 2005). Corrections specific to open ocean environments such as ocean tide, ocean tide loading, inverted barometer effect and sea state bias have been disregarded.

TOPEX/Poseidon altimeter data

The NASA/CNES TOPEX/Poseidon (T/P) satellite was launched in August 1992 on a 66° inclined orbit at 1336 km altitude with a 10 days repeat cycle is. Its ground track spacing is 315 km in equatorial regions. The T/P altimeter data were extracted from the Geophysical Data Records (GDR-Ms) available at the Archiving Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography (AVISO) data center in the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) (AVISO, 1996). The data collected consisted of range values from radar echoes at 1/10 s and averaged values at 1 s interval, corresponding to an along-track ground spacing of 596 m and 5.96 km, respectively.

On September 2002 T/P moved to a new orbit midway between its original ground tracks. The former T/P ground tracks are now overflown by Jason-1. Thus, 354 cycles of recorded data are available for the original orbit and approximately 60 cycles of data for the new orbit. In this study, only the 354 cycles of the original orbit have been retained, corresponding to a period from December 1992 to July 2002. The region studied is overflown by the tracks 89, 178 and 245. Altimetric measurements were referenced over WGS84 ellipsoid.

ENVISAT altimetry data

The ENVISAT satellite is the continuity of European Space Agency (ESA) ERS-1 and ERS-2 satellites. ENVISAT carries 10 complementary instruments — including a radar altimeter — to observe such parameters as sea surface topography, high-resolution gaseous emissions, orbitography and the precise tracking system Doris.

Launched in March 2002, ENVISAT has a 35-day repeat cycle and provides observations along its entire ground track over the ocean and continental surfaces, from 82.4° North to 82.4° South. The ENVISAT equatorial ground track spacing is about 85 km and its swath width is a few kilometres only. The ENVISAT altimetry data were downloaded from ESA ftp site. Data consist of range values from radar echoes at 1/20 s and averaged values at 1 s interval, corresponding to an along-track ground spacing of 370 m and 7.4 km, respectively. Four range values are calculated by four different tracking algorithms. Reference ellipsoid is WGS 84.

In this study, we used data from cycles 10 to 31, corresponding to a period from November 2002 to October 2004. The area of study is cross-cut by tracks 35, 78, 121, 407, 450, 493, 536, 579, 622, 908, 951 and 994.

River water stage from altimetry data selection

Over continents, radar echoes are affected by topography, vegetation, ice and snow cover. Indeed, a mountainous topography may cause the altimeter to lock off and it may take some time before it locks on again. In this case and with narrow rivers the instrument may fail to deliver reliable measurements. Also, the instrument may remain locked on water while the satellite is well ahead of the water body, since the reflected signal on water has more power than the reflected signal on land. This may cause a geometric error likely to reach several meters in some regions (Frappart et al., 2006).

As a result, the waveform (i.e., the power distribution over time of the radar echo) may not have the simple broad-peaked shape typical of ocean surfaces, but can be complex and multi-peaked (Berry, 2003; Birkett, 1998). The existing T/P and ENVISAT ocean retracking algorithms, the only one for T/P and one of four (OCEAN, ICE1, ICE2, SEAICE) for ENVISAT, are not designed to process these signals. This affects the precision in the determination of the altimetric height. Frappart et al. (2006) have shown that the tracker ICE1 was best suited to retrieve the ellipsoid height of continental water bodies.

To minimise potential contamination of the T/P and ENVISAT signal by land reflection, while securing an adequate number of altimeter measurements on water, we performed a geographical selection of data. We used JERS mosaic images of dry season from September to December 1995 and wet seasons from March to April 1996. Based on this mosaic, the most appropriate satellite tracks—river intersections could be selected with a high spatial resolution. Fig. 2 shows an example of data selected to define the so-called virtual stations.

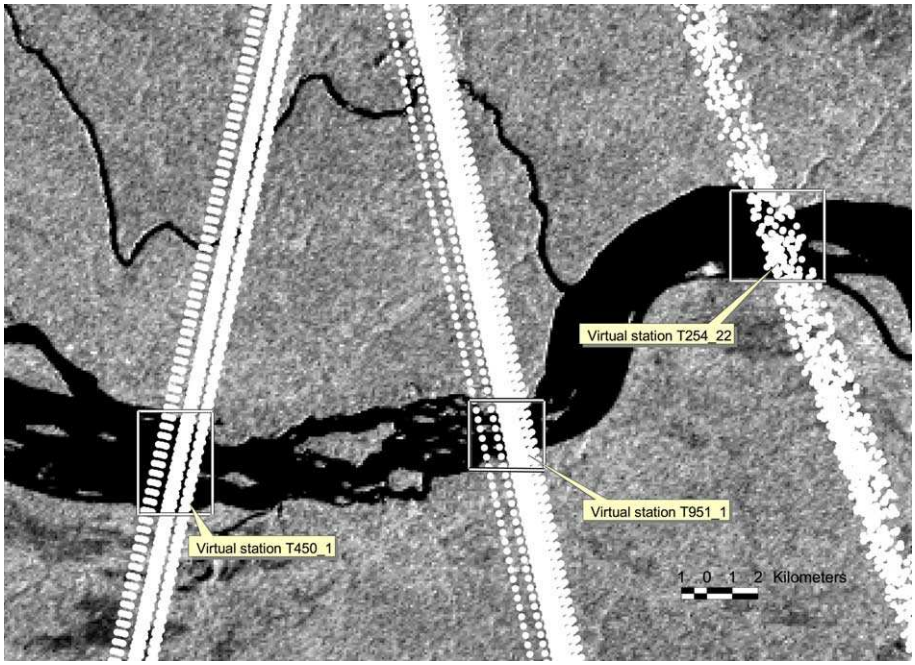


Figure 2 Virtual stations. Virtual stations selection data based on JERS image ENVISAT and T/P level measurements. The zone showed is located between Curicuriari and Serrinha in situ stations in dry season.

The width of the upper Negro River changes seasonally from 1 to 3 km in the main channel and over 8 km in floodplains depending on the phase of the hydrological regime and the geographic position. To arrive at consistent measurements in various phases of the water regime, we selected only those parts of the T/P and ENVISAT ground tracks that cover the main channel of the river system (Fig. 2). This stringent selection relied on the 1/10 s level measurements for T/P and 1/20 s for ENVISAT.

Despite the careful data selection as described above, altimetric water levels constitute data sets with numerous outliers. Frappart et al. (2006) have shown that the median of measurements for each pass is a better estimate of the water stage than the mean. This strategy has been followed in this study. Finally, unrealistic median values were last eliminated by visual comparison between water level and discharge time series for a given virtual station.

Modelled discharge data at virtual stations

Discharges at virtual stations were estimated using ProGUM, a M—C flow routing model with diffusion-cum-dynamic wave propagation assumption and in situ discharges (Leon et al., submitted for publication).

Flow routing models are normally used to estimate discharges in a section of the channel from a known hydrograph located at the upstream end (inflow hydrograph) and the physical characteristics of the reach.

In the M—C flow routing model (Cunge, 1969), that is an improvement of the classical Muskingum model, the well-known routing parameters X and K are derived from measured hydraulic data, especially, the rating curve, channel slope, channel width, wave velocity, reach length and flow discharge data (Ponce et al., 1996). M—C method avoids the calibration step required in the Muskingum method. In addition, the representation of diffusive waves can be implemented when lateral flows are considered in the M—C algorithm (Ponce, 1986). Although M—C addresses only channel flows, considering lateral flows that can be positive or negative allows dealing globally with floodplain temporary storage and outflow, which are included into the lateral flows along with the localized rain input, and groundwater in- and outflows.

Leon et al. (submitted for publication) have developed, tested and validated the ProGUM model over the upper Negro River mainstream. The primary aim of that study was to estimate the discharges at different virtual stations of interest in the Negro River main stream. Discharges at virtual stations shown in Fig. 2 were estimated using in situ measurements from local stations. ProGUM model is extensively described in Leon et al. (submitted for publication). The model has supported discharge estimates with an error less than 10%, relative to measured discharges.

Rating curve and water depth estimation

Stage—discharge relationship or rating curve for gaging stations is developed using a set of discharge measurements and corresponding water level.

The relationship between stage and discharge is governed by a unique set or a combination of physical elements occurring downstream from the station, named controls. As outlined by Rantz et al. (1982), these controls may be classified into two groups, section control and channel control. Section control occurs when the geometry of a single cross-section located a short distance downstream from the gage is such that it constricts the channel, or when a downward break in bed slope occurs at the cross-section. Channel control occurs when the geometry and roughness of a long reach of channel downstream from the gaging station are the elements that govern the relationship between stage

and discharge. The length of reach that effectively governs the stage—discharge relation depends on the stream gradient, the lower the stream gradient, the longer the reach of channel control, and with respect to discharge, the larger the discharge, the longer the reach of channel control.

In natural river systems, a complete control governing the stage—discharge relationship throughout the entire range of stage experienced at the gaging station hardly ever exits. More commonly, the stage—discharge relationship for the gaging station results from a compound control or partial controls acting together.

Finally, at some gaging stations it may be difficult to retrieve a single equation describing the water stage—discharge relationship over the entire range of water stages experienced in the reach. A common approach is to build the stage—discharge relationship with the help of several segments only valid for a given range of stages.

In addition, some gaging stations may be influenced by variable backwater effects. These effects are normally caused by changes at downstream cross-sections. For example, the stations located a short distance upstream from a confluence in a flat region. The stage at the gaging station then depends on the stage at the confluence. In such a location, and under uniformly progressive wave flood conditions, a loop rating may be produced at the gaging station (Rantz et al., 1982): for a given stage, the discharge is greater when the stream is rising rather than falling. For these gaging stations, the rating requires the use of a slope, as well as stage, in relation with discharge.

These loop ratings have not been evidenced in any in situ stations used, and thus, most virtual stations located between these in situ stations are not likely to present loop rating. On the other hand, compound control of the gaging stations is likely to occur in some of the stations as is a common feature in natural river systems.

Rating curve

In order to model the stage—discharge relationship by a simple mathematical function, the Manning equation can be expressed as a power law, based on the continuity equation. Indeed, this equation can be modified to express the discharge of a channel control as follows:

$$Q = \frac{1}{n} A R^{2/3} S^{1/2}, \tag{1}$$

where Q is the discharge, n the roughness coefficient, A the cross-sectional area, R the hydraulic radius and S the friction slope.

In a natural channel of irregular shape it is possible to assume that at the higher stages the roughness coefficient is a constant and that the friction slope tends to become constant (Chow et al., 1988). Approximating $A = D \cdot W$ (where D is the average depth and W the width of the cross-section), and expressing $S^{1/2}/n$ as a constant a, we get:

$$Q \approx aDWR^{2/3}. \tag{2}$$

If the hydraulic radius is considered equal to D, and W is considered a constant, the equation becomes (Rantz et al., 1982):

$$Q \approx aD^{1.67} \approx a(H - z)^{1.67}. \tag{3}$$

In which $(H - z)$ stands for the water depth of the channel control, H the water stage level of the water surface and z the base of a rectangular-shaped section or the stage height of effective zero flow for a channel control or a section control of irregular shape. The gage level of effective zero flow is practically never reached but is actually a mathematical constant that is considered as a stage level to preserve the concept of a logarithmically linear head—discharge relationship.

In Eq. (3), Rantz et al. (1982) show that unless the stream is exceptionally wide, R is significantly smaller than D. This reduces the exponent in the equation although it may be offset by an increase of S or W with discharge. Changes in roughness with stage will also impact the exponent value. These factors allow us to express the discharge as follows:

$$Q_t = a(H - z)_t^b. \tag{4}$$

In which Q_t is the discharge and $(H - z)_t$ stands for the water depth of the control section at time t. Typically, a and b coefficients are specific to a channel cross-section. They can be related to the physical characteristics of the river. a is a scaling factor that encompasses the section width, the local bottom slope and Manning coefficient. b includes the geometry of the river banks, in particular the departure from vertical banks and generally an indicator of the type of control acting on the stage—discharge relation. A value of b less than 2 indicates a channel control and greater than 2 a section control (Rantz et al., 1982).

However, the water level data measured from space by radar altimeter refer to the ellipsoid of reference, in our case the WGS84 ellipsoid, and not to the bed of the channel. Thus, H in Eq. (4) is the water level given by the altimeter radar and z the elevation from the ellipsoid to the effective zero flow at time t. A rating equation such as Eq. (4) is developed for a particular river channel or cross-section and would not be expected to be applicable to any other river location. This is because the change in depth is used as an index corresponding to a change in width and velocity, and is specific to the channel characteristics of the reach being measured (Bjerklie et al., 2003).

Taking Q and h as known measured values, one has to arrive at the value of z that allows the water depth to be estimated from the zero flow of the channel at time t and the corresponding a and b coefficients. Rantz et al. (1982) rely on successive approximations to determine the effective zero flow based on the logarithmic rating-curve representation. However, for discharges in excess of 1000 m^3/s, this methodology fails to estimate the value z that preserves the concept of a logarithmically linear stage—discharge relationship.

To determine the effective zero flow for any range of discharges, a methodology has been developed, consisting in the minimization of root mean square error (RMSE) between the modeled or measured discharge and the rated discharge. The RMSE can be expressed as follows:

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum (Q_{\mathrm{mes}} - Q_{\mathrm{calc}})^2}{n}}, \tag{5}$$

where Q_{mes} is the measured flow in the gauge case or the modeled discharge in the virtual gauge case, Q_{calc} is the rated flow and n the number of measurements considered.

Power law turns to a linear relationship in the logarithmic domain. Then, for a given z, the a and b coefficients are estimated by a linear regression through the $(\ln(Q), \ln(H-z))$ set. Exploring the range of possible values of z allows the function $RMSE(z) = f(z)$ to be built up. The entire range of possible z values has been explored by increments of 0.01 m. The value of z representing the effective zero flow altitude is such as

$$\frac{\partial f(z)}{\partial z} = 0. \quad (6)$$

The method was first applied at four gauge stations: Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha. The in situ dataset consists of water level, measured discharge and depth. It is worth noting that these depth measurements were all single points. They do not take into account depth variation across the section. Also, ADCP profiles have been collected at these stations during the field campaign in May 2005. Then, we searched for average depth at all virtual stations, comparing next to the ADCP profiles taken during the field campaign. Furthermore, a and b are evaluated for each site. As discussed above, these coefficients relate to section geometry. Their values determined through use of the power law fitting procedure are discussed in terms of river width and compared to widths for the dry and wet season measured on JERS mosaic images.

Slopes

Slope of river bed, as well as free surface slopes, have been calculated from interpolated altitude measurements, referenced to GCM02 geoïd model (Tapley et al., 2005).

Results and discussion

Virtual stations over the Negro River main stream

Virtual stations are shown in Fig. 3. They correspond to the intersection of either T/P or ENVISAT crossings with Negro and Uaupes rivers.

Over the Negro River mainstream we defined 14 virtual stations. Three rely on T/P and 11 on ENVISAT. For the Uaupes River, one T/P and six ENVISAT virtual stations were also defined. The main characteristics of each station are summarized in Table 3.

Water stage and discharge estimations

Station T89_22 (Fig. 4b) is an example of water stages obtained from the processing of T/P data. Height variations are typical of the equatorial regime with a bimodal flood peak. On the contrary, the water level time series of T407_1 virtual station is an example of unimodal tropical regime (Fig. 4f). ENVISAT track 536 cross-cuts the Upper Rio Negro right at the Sao Felipe station. This gives us an opportunity to assess the quality of the time series of altimetry-derived water stages by straightforward comparison — i.e., without flow routing — with in situ readings. Both series of water in situ measured stage and altimetric height are displayed in Fig. 5. The RMS discrepancy between both — unbiased — series is 12 cm. This time series also highlights irregular features of flood events. It is worth pointing out that we decided to test our methodology on a more variable discharge regime than most of studies estimating discharges for Amazon basin (the main stem of the Amazon).

Discharges at the different T/P virtual stations were calculated by means of a M—C model described in Leon et al.

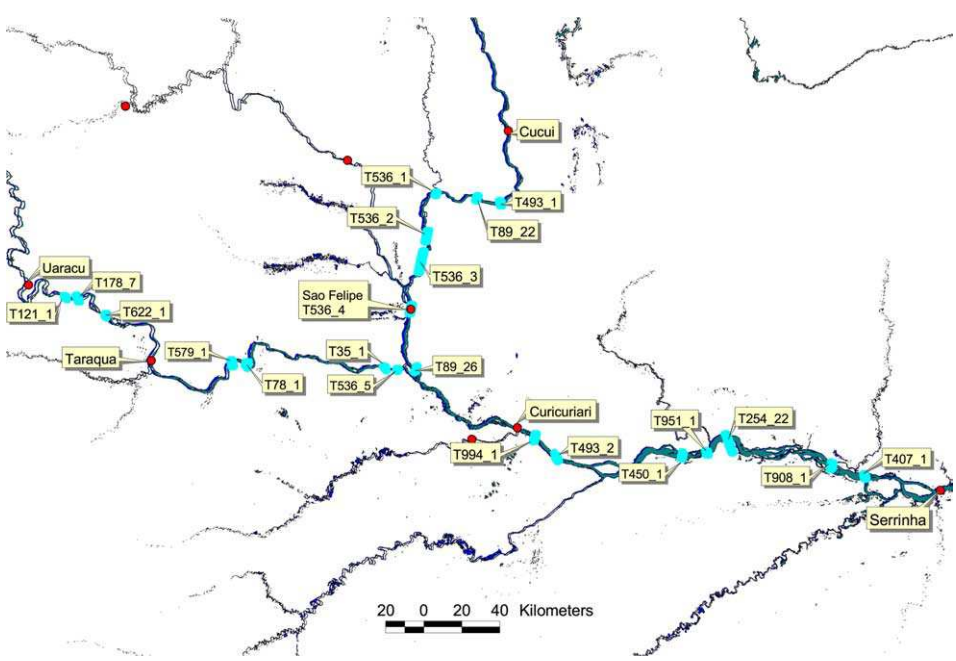


Figure 3 Virtual stations. Position of virtual stations between Cucui and Serrinha for the Negro River main stream and Uaracu et Curicuriari for the Uaupes River main stream.

Table 3 Principal characteristics of the virtual stations

Station	River	Latitude/longitude	Type of data	Dry/wet season cross-section width (km)	Discharge measured by ADCP in 05/2005 (m^3/s)	Average water depth by ADCP in 05/2005 (m)	Upstream In situ station distance (km)
T493_1	Negro	0.87/−66.89	ENVISAT	1.72/2.23	7071	8.23	Cucui (47)
T89_22	Negro	0.91/−67.00	T/P	1.4/2.08	7071	8.40	Cucui (60)
T536_1	Negro	0.92/−67.19	ENVISAT	0.76/1.29	7623	10.18	Cucui (85)
T536_2	Negro	0.72/−67.23	ENVISAT	1.02/1.98	8582	11.43	Cucui (113)
T536_3	Negro	0.60/−67.26	ENVISAT	0.98/2.19	8647	9.32	Cucui (128)
T536_4	Negro	0.37/−67.31	ENVISAT	1.06/2.19	11,625	12.24	Sao Felipe (0)
T89_26	Negro	0.09/−67.29	T/P	0.8/0.84	12,524	11.95	Sao Felipe (33)
T994_1	Negro	−0.23/−66.73	ENVISAT	1.12/1.52	18,590	12.92	Curicuriari (10.6)
T493_2	Negro	−0.33/−66.62	ENVISAT	2.16/2.48	18,569	11.49	Curicuriari (26.5)
T450_1	Negro	−0.32/−66.03	ENVISAT	3.65/3.65	20,361	7.58	Curicuriari (100)
T951_1	Negro	−0.31/−65.91	ENVISAT	1.81/2.06	20,445	11.10	Curicuriari (114)
T254_22	Negro	−0.24/−65.81	T/P	2.72/7.70	21,841	11.48	Curicuriari (126)
T908_1	Negro	−0.37/−65.32	ENVISAT	2.91/2.91	22,388	12.44	Curicuriari (188)
T407_1	Negro	−0.41/−65.15	ENVISAT	2.44/2.44	23,460	11.78	Curicuriari (207)
T121_1	Uaupes	0.43/−68.94	ENVISAT	0.8/1.29	No data	No data	Uaracu (50.3)
T178_7	Uaupes	0.43/−68.89	T/P	0.98/0.98	No data	No data	Uaracu (57)
T622_1	Uaupes	0.35/−68.75	ENVISAT	1.06/1.69	No data	No data	Uaracu (80.4)
T579_1	Uaupes	0.12/−68.16	ENVISAT	1.21/2.64	4850	5.48	Taracua (60)
T78_1	Uaupes	0.11/−68.09	ENVISAT	1.42/1.42	4791	6.13	Taraqua (69)
T35_1	Uaupes	0.11/−67.45	ENVISAT	0.89/1.41	5190	8.98	Taraqua (160)
T536_5	Uaupes	0.09/−67.36	ENVISAT	1.02/1.34	5204	10.6	Taraqua (168)

(submitted for publication) and the example of the discharge time series for Virtual Station T89_22 is shown in Fig. 4a. In these examples, discharge variations are clearly related to water levels variations. Despite the short measurements period for ENVISAT, the annual cycle of water levels is also clearly monitored, and discharge is correctly simulated by the model (Fig. 4a–d). Similar results have been obtained for all stations. Rating curves have been computed according to the methodology described above for all stations.

Rating curve and water depth estimation

Before estimating rating curves and water depth at each virtual station, we tested the method at four different in situ gauged stations: Cucui, Sao Felipe, Curicuriari and Serrinha. Similarly, we also validated the ADCP measurements at these stations in May 2005. The water stage given by the three methods, single-point measurement (GWD), average depth along the ADCP profile (MWD), and reference depth for the rating curve (EWD) are reported in Table 4. It is worth noting that all stages in Table 4 are related to the same discharge as measured by ADCP in May 2005. In Table 4, D1 stands for the difference between GWD and MWD. That D1 is not zero highlights the variability of in situ estimates for the reach depth, that can exceed 20%. For all stations, D2, that stands for the difference between GWD and MWD, is of the same order of magnitude as D1, and even smaller than D1 in three cases. The mean absolute difference between ADCP measured water depth and estimated zero flow water depth at these four stations is 68 cm, i.e., 6% of mean depth.

Table 5 lists the results of the computed rating curve at the 21 virtual stations taken into account in this study.

Reliability assessment of the rating curves parameters

Correlation coefficients for all rating curves are adequate for the ENVISAT virtual stations (Fig. 6). On the other hand, correlation coefficients found for the T/P virtual stations are below 0.8, thus pointing to a higher dispersion of the altimeter data (Fig. 6c and e). T/P data are known to be more scattered than ENVISAT ones over rivers (Frappart et al., 2006) since the T/P ranges are estimated only with an ''ocean-like'' tracker when the best performing tracker, e.g., ICE-1 (Bamber, 1994), could be selected among four for the ENVISAT ranges. As a result, the T/P altimetric data scattering turns the rating-curve difficult to adjust and this directly affects *a* and *b* coefficients and the reliability of estimated effective zero flow.

With the exception of station T89_26, all *b* values reported in Table 5 are below 2 indicating that the stage–discharge relationships are mostly channel-controlled at the studied virtual stations. As mentioned above, channel control is expected in a portion of the river where the geometry and roughness of a long reach of channel downstream from the gaging station are the elements that govern the relationship between stage and discharge.

Stations T89_26 yields a value of *b* greater than 2 indicating a stage to discharge relationship governed by a close downstream section. As reported in Fig. 3, this station is situated at Uaupes River and Negro River confluence. In this

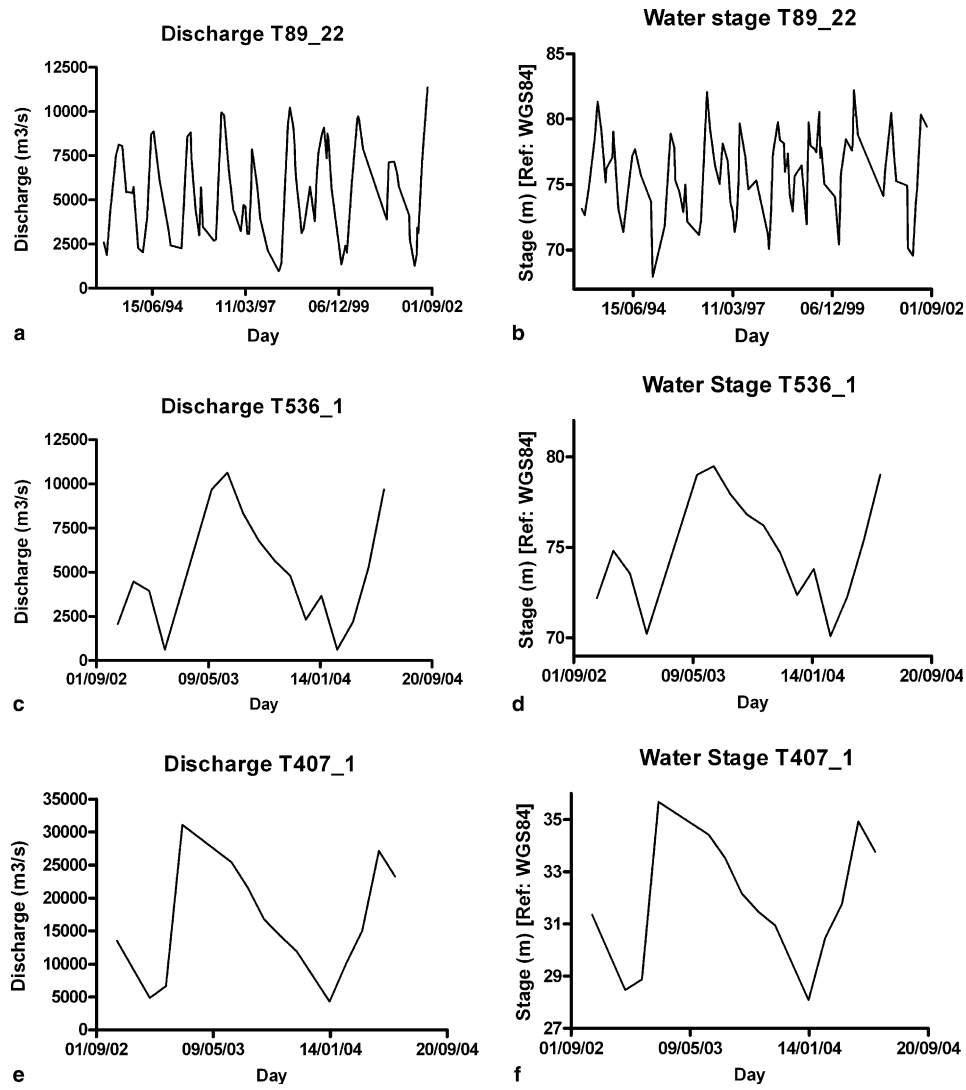


Figure 4 Discharge and water stage time series. Discharge and water stage time series of three virtual stations along the Negro River main stream.

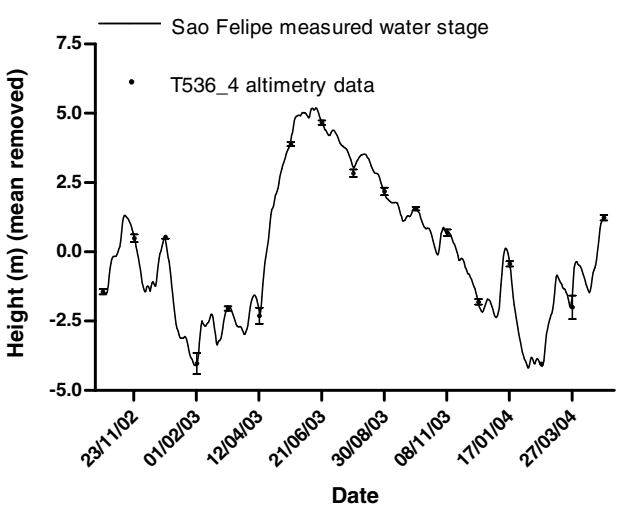


Figure 5 Time series of water stage at Sao Felipe. The thin continuous line stands for the daily in situ readings. ENVISAT heights (black dots) are reported as the median value at each pass (every 35 days) along with the standard deviation.

case, a section control might be expected. As discussed below, this *b* value greater than 2 can be also due to a downward break in bed slope at this section.

Based on Eq. (4) one can infer that values of coefficient *a* in Table 5 are strongly associated with three characteristics of the channel control: friction slope (*S*), Manning roughness coefficient (*n*) and mean width of cross-section (*W*). For most stations studied, the variations of *a* along the reaches are consistent with cross-section changes, slope changes and tributary inputs. Also, in station T254_22 a high value was found for *a* (1576). However, as reported in Table 3, this station features a 7 km width cross-section value during the rainy season. This characteristic, based on Eq. (4), leads to a high value for the coefficient *a*.

Reliability of the estimated zero flow depth compared with in situ depth measurements

Fig. 7 shows the evolution of RMS in discharge for some cross-sections when discharge—height pairs are fitted by a rating curve for successive values of reference depth *z*.

Table 4 Results of the method application at three gauged stations

Station	a	b	R^2	EWD (m)	GWD (m)	D1 (m)	D2 (m)	Difference between D1 and D2
Cucui	314.21	1.502	0.99	7.99	9.82	1.83	2.12	−0.29
Sao Felipe	179.08	1.86	0.97	11.53	11.75	0.22	−0.19	0.41
Curicuriari	33.13	2.495	0.96	13.6	11.03	2.57	0.73	1.84
Serrinha	105.73	2.308	0.94	10.83	11.78	0.95	0.77	0.19

GWD, gauged water depth at in situ station for the same discharge measured by the ADCP in 05/2005; EWD, estimated water depth by the rating curve for the same discharge measured by ADCP; D1, difference between GWD and EWD; D2, difference between GWD and MWD.

Table 5 Results of the rating-curve and water depth estimations at virtual stations

Station	a	b	z (m)	R^2	n	Average estimated water depth	EWD (m)	Difference between MWD and EWD (m)	σ_d (m)
T493_1	594.08	1.26	70.04	0.98	17	4.68	7.26	0.97	1.38
T89_22	339.83	1.25	67	0.66	86	8.85	8.28	0.12	1.48
T536_1	412.92	1.35	68.80	0.99	16	6.07	8.66	1.52	3.48
T536_2	105.21	1.79	65	0.90	19	8.25	11.74	−0.3	3.00
T536_3	206.56	1.63	66.34	0.98	18	6.85	10.05	−0.72	1.61
T536_4	179.08	1.86	65.29	0.97	18	8.38	10.95	1.30	4.1
T89_26	115.64	2.01	59.5	0.79	98	9.64	9.01	2.94	7.04
T994_1	204.92	1.87	36.51	0.99	15	8.12	11.01	0.72	5.45
T493_2	257.14	1.79	35.90	0.98	15	8.04	10.80	−0.69	3.76
T450_1	383.90	1.76	31.83	0.99	15	7.32	9.54	−1.95	2.57
T951_1	422.10	1.73	30.29	0.99	15	6.93	9.42	1.68	8.3
T254_22	1576	1.001	25	0.76	94	10.23	11.87	−0.39	4.67
T908_1	490.52	1.71	25.29	0.98	18	7.21	8.82	−1.16	2.44
T407_1	553.80	1.67	24.67	0.99	15	7.01	9.37	−2.41	4.54
T121_1	529.41	1.35	89.79	0.97	14	3.88	—	No MWD data	—
T178_7	340.95	1.41	88.29	0.72	59	4.23	—	No MWD data	—
T622_1	768.88	1.25	89.79	0.96	13	2.33	—	No MWD data	—
T579_1	175.80	1.71	73.97	0.99	13	4.55	6.78	−1.28	2.69
T78_1	410.41	1.36	74.11	0.97	14	4.72	6.092	0.04	3.26
T35_1	298.13	1.26	66.17	0.95	16	6.25	9.69	−0.71	3.94
T536_5	121.58	1.55	63.92	0.95	16	7.71	11.28	−0.68	3.45

GWD, gauged water depth at in situ station for the same discharge measured by the ADCP in 05/2005; EWD, estimated water depth by the rating curve for the same discharge measured by ADCP; MWD, measured average water depth by ADCP under each altimetric track in 05/2005; a, b, coefficients of the rating curve (Eq. (4)); z, estimated zero effective flow stage from the ellipsoid WGS84 by RMSE minimization method; R^2, correlation coefficient of the rating curve; n, number of points in the rating curve; σ_d, standard deviation of the depth along the ADCP profile.

The minimum in RMS is always unique and well-defined. By comparing the results between estimated water depth and measured water depth in Table 5 we obtain an absolute mean difference of 1.2 m for all stations in Negro River and 0.67 m for those located on the Uaupes River. The method proposed seams rather robust and reliable, given the good agreement between measured and estimated depths.

ADCP cross-section profiles for each virtual station together with different estimates of mean water depth are shown in Figs. 8–10. Station T89_22 is not shown because only partial ADCP profile was available.

The profiles located between the Cucui and Sao Felipe stations (T493_1 and T536_1), upstream from the Negro and Uaupes rivers confluence are given in Fig. 8. Except for station T536_1, it can be seen that the bottom irregularity of these sections is reduced and the depth can be reasonably approximated by some equivalent average value. In particular, a 380 m long island is evidenced along the section of the T493_1 virtual station (Fig. 8a). ADCP profiles collected from the confluence to Serrinha station (Fig. 9) differ substantially from the upstream ones. These profiles are very irregular and depth varies largely within each cross-section, especially for T89_26, T994_1, T450_1 and T951_1 stations. There, the characterization of the cross-section depth by a single value is less relevant. This finding is quantified at first-order by parameter σ_d reported in Table 5 which stands for depth variability along the ADCP profile. Indeed, variability of ±7 m in MWD at T89_26 station for an average depth of 11.95 m or ±8.3 m at T951_1 station for

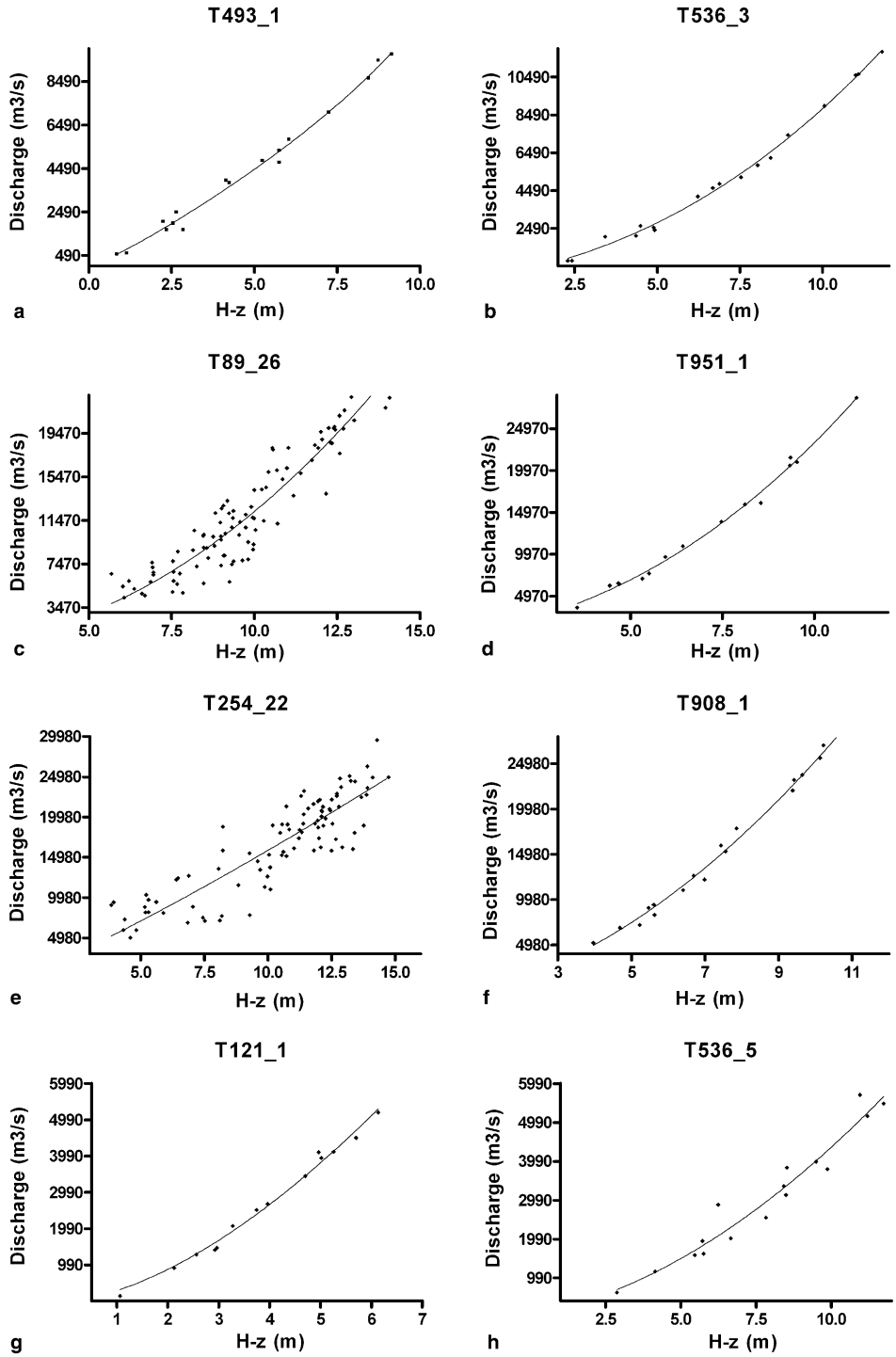


Figure 6 Estimated rating-curves. Example of estimated rating-curves for some virtual stations.

9.41 m average depth confirms the irregularity of the bottom shape and how difficult it is to measure a reliable equivalent water depth. The significant differences (>1 m) between EWD and MWD at these sections can be related to this fact or to the quality of the altimeter data. Indeed, these stations are located in areas where satellite measurements can be contaminated by the topography or physical characteristics of the river channel such as meanders, island systems and major confluences. More spatial data are required to reinforce and validate the rating-curves of these virtual stations. However, it can also be assumed that a mean depth measured from ADCP could be in these cases less reliable than the estimation of effective zero flow value. For the time being, it can only be stated that discrepancies are higher in the event of an irregular profile.

At the downstream end of the reach, between T254_22 and T407 stations (Fig. 9b—d), the width section changes by 1.5 km between high and low waters. This significant

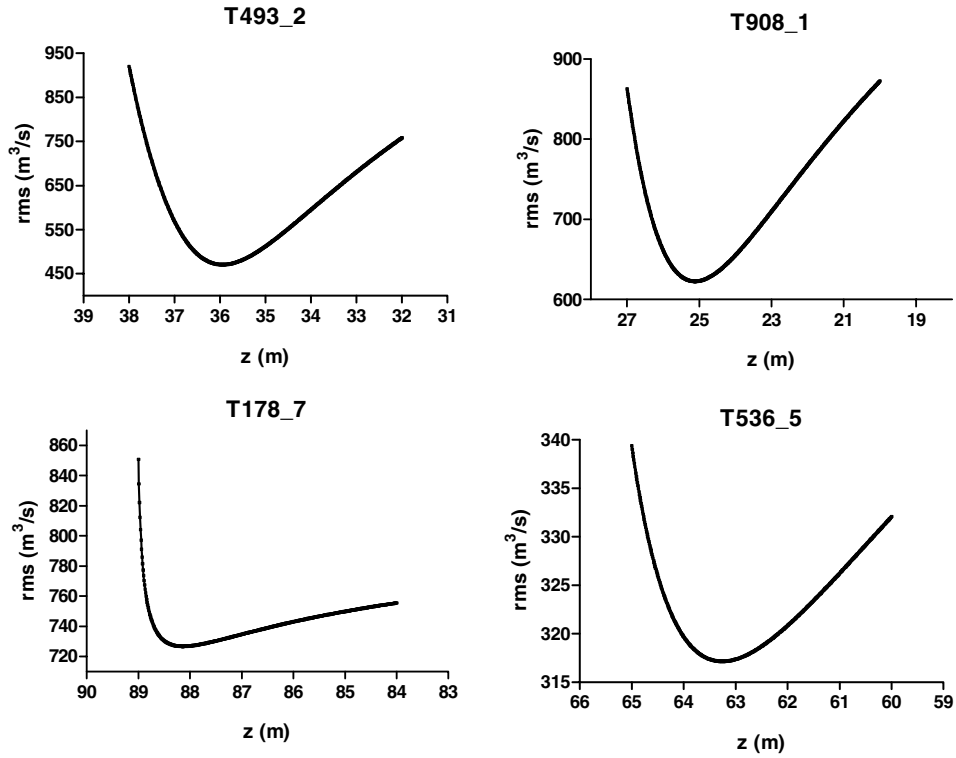


Figure 7 RMS evolution. Evolution of the RMS in discharge when the discharge—height pairs are fitted by a rating curve for successive values of the reference depth *z*.

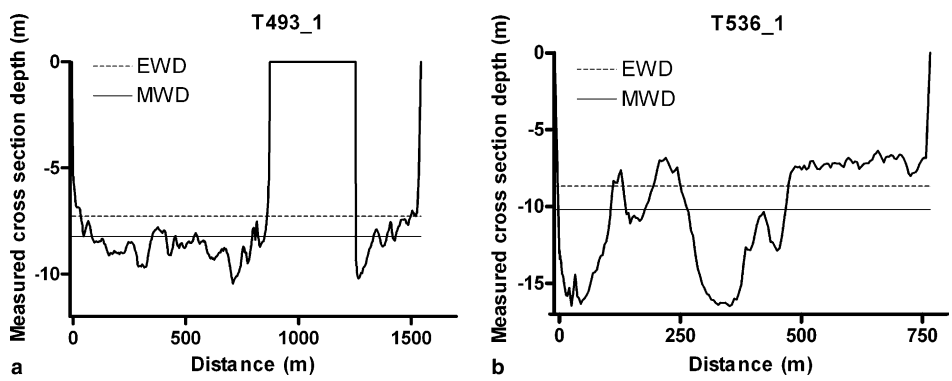


Figure 8 ADCP profiles from Cucui to Sao Felipe station (following down the Rio Negro). Measured profiles by ADCP in May 2005 for the virtual stations located between Cucui and Sao Felipe.

width variation could also account for the value of *a* found in station T254_22.

Lastly, some cross-section profiles are given in Fig. 10 for the Uaupes River. σ_d ranges from ±2.7 m at T579_1 station and ±4 m at T35_1 station, for an average water depth of ~7 m. Again, irregularity at the cross-sections detrimentally affects the estimate of typical water depth.

As shown in Table 5, for all stations with ADCP profile EWD values were found that do not depart from MWD by more than σ_d. Thus, it can be concluded that the method presented in this study provides reliable estimates EWD of the equivalent zero flow from remote discharges and altimeter data.

Bottom slope compared with free surface slope during low and high water stages

The average bottom slope of the upper Negro River basin can be calculated on the basis of the zero effective flow estimations presented in Table 5 (Fig. 11). For the reach from T493_1 station to T536_4 station, upstream from the confluence with Uaracu River, we computed a bed slope of 4.56×10^{-5} m m^{-1}. From T89_26 station to 994_1 station, downstream from the confluence, the bed channel of the river shows a major increase in bottom slope, namely 2.4×10^{-4} m m^{-1}. This section of the river is so-called *Sao Gabriel da Cachoeira* (*Sao Gabriel Waterfall*). With a denser

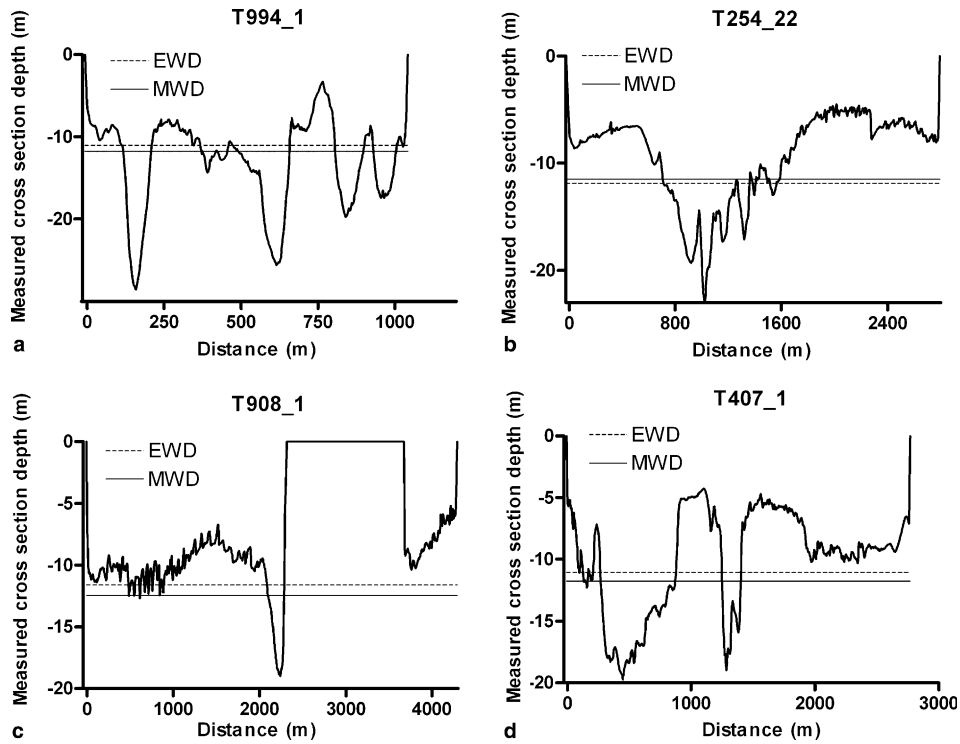


Figure 9 ADCP depth profiles at the virtual stations (following the Rio Negro, from Sao Felipe to Serrinha). Profiles collected in May 2005.

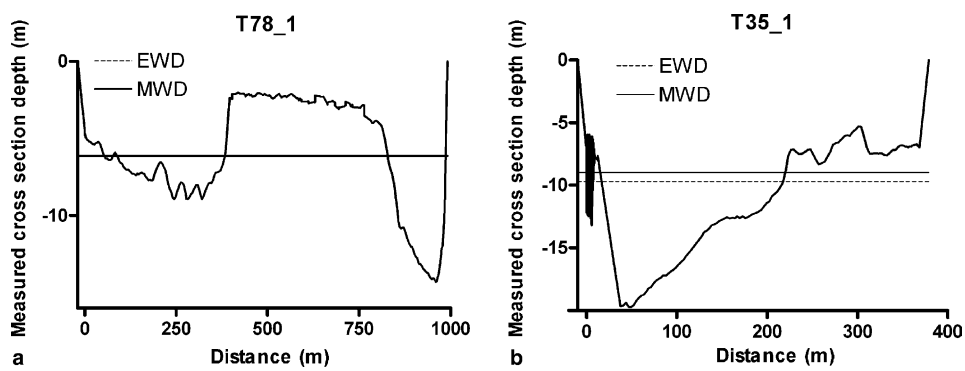


Figure 10 Uaupes River profiles. Measured profiles by ADCP in May 2005 for the virtual stations located at Uaupes River main stream.

network of stations due to the addition of virtual stations, the method even allows us to track the major changes in bed slope. Finally, a bed slope of 6.86×10^{-5} m m^{-1} is found for the most downstream reach of the upper Negro River main stream.

Similarly, the Uaupes River bed slope was estimated from stations T121_1 to T536_5 (Fig. 12). An average slope of 1.02×10^{-4} m m^{-1} was calculated for this reach. A major change in slope was found between T622_1 and T579_1 virtual stations.

These results can be compared with the free water surface slope calculated from ENVISAT altimetry data. Fig. 13 shows the profile of free water slope in dry season, rain season and the bottom slope of the upper Negro River between T536_1 and T407_1 ENVISAT virtual stations. A very good agreement is found between the free surface slope and the bottom slope, providing an external validation of this method for water depth estimation at virtual stations. The agreement between the free surface and bed slopes also validates the assumption we made of kinematic slope.

Estimation of Manning roughness coefficient

Combining the Manning equation (1) and rate to discharge relationship equation (4), the Manning roughness coefficient (n) can be derived from known values of a, S and W. Mean bottom slope values were used from T493_1 to T536_4 virtual stations, T89_26 to T994_1, 493_2 to 254_22, and T908_1 and 407_1 for the Negro River main stream. Width (W) values were estimated using JERS images acquired during the dry and rainy seasons. Thus, the n values were estimated at the different reaches with the same physical

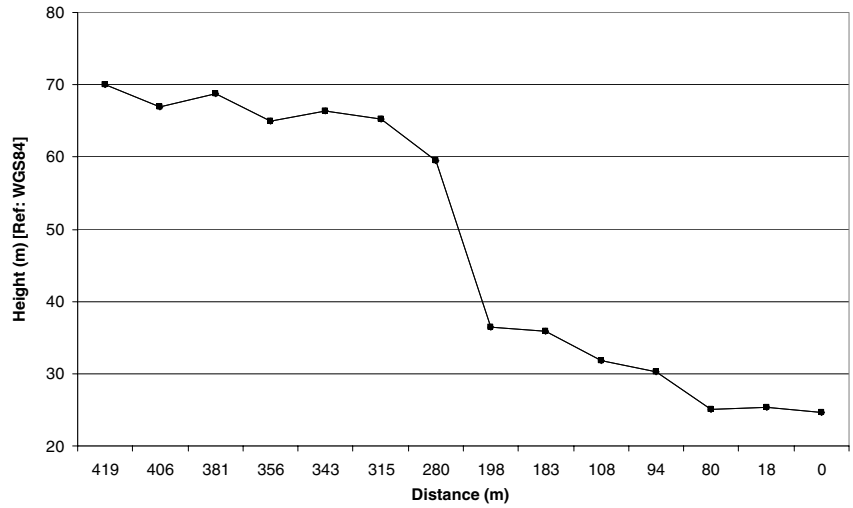


Figure 11 Negro River bed slope. Upper Negro River bottom slope profile.

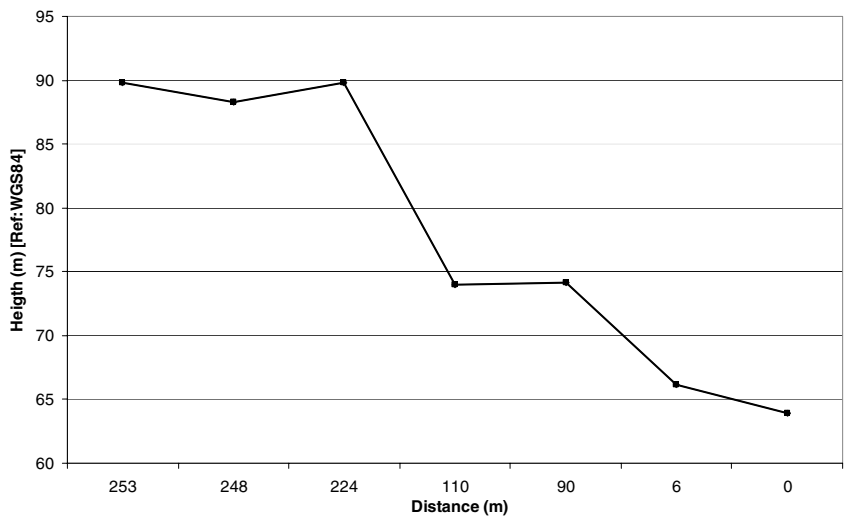


Figure 12 Uaupes River bed slope. Uaupes River bottom slope profile.

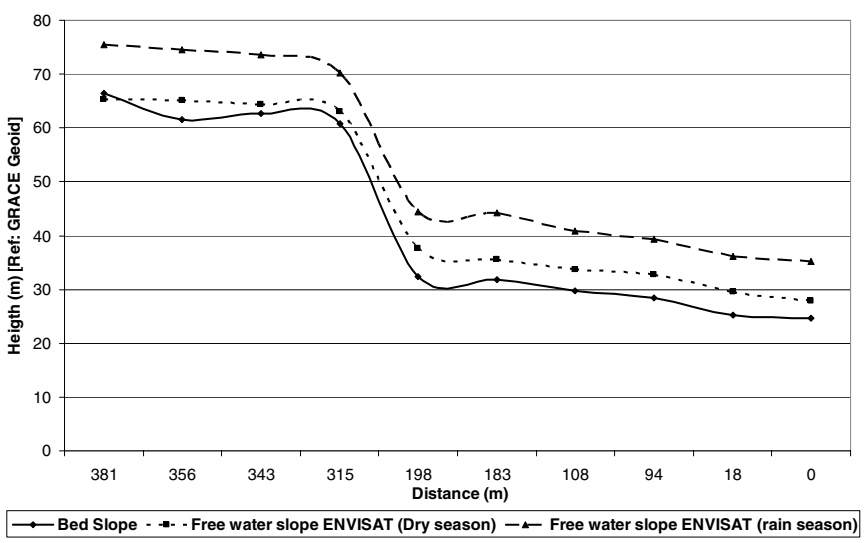


Figure 13 Negro River free water slope and bed slope. Upper Negro River free water slope calculated from ENVISAT altimetry data in dry and rainy season; and estimated bed slope.

Table 6 Manning roughness coefficient along the Negro and Uaupes Rivers

Reach	Reach number	*n* (dry season)	*n* (rain season)
T493_1—T536_4	1	0.04	0.076
T89_26—T994_1	2	0.093	0.11
T493_2—T254_22	3	0.037	0.04
T908_1—T407_1	4	0.032	0.032
T121_1—T536_5	5	0.036	0.054

characteristics considering changes in slope, and the presence of the island systems. For the Uaupes River, we only considered one average bottom slope from T121_1 to 536_5. Table 6 summarizes the resulting Manning coefficient values found for these reaches during the dry and rain seasons.

Values of roughness coefficient reported in Table 6 are consistent with values suggested by Chow (1959). For major flows (width >30 m) with an irregular section, Chow (1959) suggests that Manning's coefficient ranges from 0.035 to 0.1. The highest values correspond to irregular natural channels with significant variations in cross-section, major obstructions, and the presence of vegetation, meanders and islands. Values reported in Table 6 indicate that the Negro River behaves as channels with irregular and roughness section in reaches 1, 3 and 4 with an *n* mean value between dry and rainy season of 0.036 and of 0.049, respectively. Similarly, the Uaupes River (reach 5) has a mean *n* value of 0.045 suggesting physical characteristics similar to those of the Negro River. On the other hand, higher values of n are obtained in reach 2. As discussed above, the stations considered are located in a river portion of complex geometry directly impacting hydrodynamics. As indicated in Chow (1959), a strong slope, meanders and islands lead to higher values of *n*.

Conclusions

This work highlights a very promising application of the spatial altimetry over inland waters, especially over the great fluvial basins such as the Amazon basin, but in areas within this basin where both geometry and discharge are very irregular (upstream reaches of Rio Negro sub-basin). The estimation of the stage—discharge relationship at virtual stations with a high accuracy from calculated remote discharges and filtered altimeter data are a new field in the spatial hydrology. We estimated the rating-curves for 21 virtual stations at the upper Negro River basin: 14 along the Negro River main stream between Cucui and Serrinha gauged stations and 7 along the Uaupes River from Uaracu station to the confluence with Negro mainstream (Fig. 3).

The RMSE minimization method presented in this paper has allowed us to estimate the zero effective flow and consequently the water depth of these 21 cross-sections with an average difference less than 1.1 m between measured water depth and estimated water depth. It can be stated that the preliminary results and the performance of the method are reliable. This is supported by EWD values lying within one standard deviation from the MWD. Using the rating curves obtained at the successive virtual stations allowed us to estimate consistent Manning roughness coefficients have been estimated and we determined the flow propagation conditions (either channel or section controlled). Our method allows us to extract bottom elevation, bottom and free surface slopes and roughness coefficients from a combination of altimeter and remote discharge data. These quantities are highly valuable for understanding rivers and hydrodynamic modelling. The methodology developed should support future work on the Amazon Basin where hydrodynamic modelling had always been prevented by the lack of in situ data.

Acknowledgements

This study was funded by the CASH project from the ''Réseau Terre & Espace'' of the French Ministry of Research and Technology (MR decision No. 04 T 131), and by the ECCO PNRH MESBAM project. We are very grateful to the reviewers of this work, for their helpful remarks. We address special thanks to Gerard Cochonneau, who is in charge of the Hybam in situ database and is always more than helpful by sharing his great experience in discharge data processing and stage to discharge relationship computing. Finally, our thanks are addressed to Jean Loup Guyot for the passionate discussions about the measurement of river bed from space.

References

AVISO User Handbook, 1996. Merged TOPEX/Poseidon Products (GDR-Ms), AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0.

Bamber, J.L., 1994. Ice sheet altimeter processing scheme. Int. J. Remote Sensing 15 (4), 925—938.

Barrett, E., 1998. Satellite remote sensing in hydrometry. In: Herschey (Ed.), Hydrometry: Principles and Practices, second ed. Wiley, Chichester, pp. 199—224.

Berry, P.A., 2003. Global river and lake monitoring from multimission altimetry: capability and potential. In: The Abstracts of the Workshop Hydrology from Space, 29 September—1 October 2003, Toulouse, France.

Birkett, C.M., 1995. The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. J. Geophys. Res. 100 (C12), 25179—25204.

Birkett, C., 1998. The contribution of TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. Water Resour. Res. 34, 1223—1239.

Birkett, C.M., Mertes, L.A., Dunne, T., Costa, M., Jasinski, J., 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: application of satellite radar altimetry. J. Geophys. Res. 107 (D20), 8059. doi:10.1029/2001JD000609.

Birkhead, A., James, C., 1998. Synthesis of rating curves from local stage and remote discharge monitoring using nonlinear Muskingum routing. J. Hydrol. 205, 52—65.

Bjerklie, D.M., Dingman, S.L., Vorosmarty, C.J., Bolster, C.H., Congalton, R.G., 2003. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. J. Hydrol. 278 (14), 17—38.

Boroughs, C., Zagona, E., 2002. Daily flow routing with the Muskingum—Cunge method in the Paecos River Riverware Model. In: Proceedings of the Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas, NV, July.

Cazenave, A., Bonnefond, P., DoMinh, K., 1997. Caspian Sea level from Topex/Poseidon altimetry: level now falling. Geophys. Res. Lett. 24, 881—884.

Chow, V.T., 1959. Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York.
Chow, V.T., Maidment, D., Mays, L., 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York.
Coe, M., Costa, M., Botta, A., Birkett, C.M., 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. Geophys. Res. 107 (D20). doi:10.1029/2001JD000740.
Cunge, J.A., 1969. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). Hydraul. Res. 7 (2), 205—230.
Dubroeucq, D., Volkoff, B., 1998. From oxisols to spodosols and histosols: evolution of the soil mantles in the Negro River basin (Amazonia). Catena 32, 245—280.
Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F., Cazenave, A., 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon Basin. Remote Sens. Environ. 100 (2), 252—264.
Guyot, J.L., 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. In: Géologie, Géochimie, Université Bordeaux I, Bordeaux, p. 261 (in French).
Jasinski, M.J., Birkett, C.M., Chinn, S., Costa, M.H., 2001. In: Abstract, NASA/NOAA GAPP and Hydrology Principal Investigators Meeting, April 30—May, Potomac, MD.
Johnson, D., Miller, A., 1997. A spatially distributed hydrologic model utilizing raster data structures. Comput. Geosci. 23 (3), 267—272.
Leon, J.G., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Calmant, S., Seyler, F., submitted for publication. Distributed water flow estimates of the upper Negro River using a Muskingum—Cunge routing model based on altimetric spatial data. J. Hydrol.
Merkel, W., 1999. Muskingum—Cunge Flood Routing Procedure in NRCS Hydrologic Models. USDA NRCS, National Water and Climate Center, Beltsville.
Ponce, V.M., 1986. Diffusion wave modelling of catchment dynamics. J. Hydraul. Div., ASCE 112 (8), 716—727.
Ponce, V.M., Lohani, A., Scheyhing, C., 1996. Analytical verification of Muskingum—Cunge routing. J. Hydrol. 174, 235—241.
Rantz, S.E. et al., 1982. Measurement and computation of streamflow. Measurement of Stage and Discharge, US Geological Survey Water Supply Paper, vol. 1, p. 284.
Renellys, C. Perez, Dudley, B. Chelton, Robert, N. Miller, 2005. The effects of wind forcing and background mean currents on the latitudinal structure of equatorial Rossby waves. J. Phys. Oceanogr. 35 (5), 666—682.
Richey, J., Mertes, A., Dunne, T., Victoria, R., Forsberg, B., Tancredi, A., Oliveira, E., 1989. Sources and routing of the Amazon River flood wave. Global Biochem. Cycl. 3 (3), 191—204.
Soil Survey Staff, 1975. Soil Taxonomy. Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. USDA, Washington, Agricultural Handbook 436, 754 pp.
Soil Survey Staff, 1990. Keys to Soil Taxonomy. Agency for International Development. USDA Soil Management Support Services. Technical Monograph 19, fourth ed., Virginia Polytechnic Institute and State University.
Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S., Wang, F., 2005. GGM02 — An improved Earth gravity field model from GRACE. J. Geodesy 79 (8), 467—478.