Simulation des données SWOT haute résolution et applications à l'étude de l'estuaire de l'Amazone

Lion Christine

▶ **To cite this version:**

Lion Christine. Simulation des données SWOT haute résolution et applications à l'étude de l'estuaire de l'Amazone. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00932791⟩

HAL Id: tel-00932791

https://theses.hal.science/tel-00932791v1

Submitted on 17 Jan 2014

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.

HAL Authorization

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue par *Lion Christine*
Le 17 décembre 2012

Titre :
Simulation des données SWOT haute résolution
et applications à l'étude de l'estuaire de l'Amazone

JURY
***Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry**, Professeur, Université de Toulouse III, Président du jury*
***Catherine Prigent**, Directrice de recherche CNRS, LERMA Obs. Paris-Meudon, Rapportrice*
***Frédérique Seyler**, Directrice de recherche IRD, Espace-Dev, Rapportrice*
***Benoît Laignel**, Professeur, Université de Rouen, Examinateur*
***Michel Puech**, Directeur de recherche IRSTEA, Examinateur*
***Hervé Yésou**, Ingénieur de recherche SERTIT, Université de Strasbourg, Examinateur*
***Florent Lyard**, Directeur de recherche CNRS, Directeur de thèse*
***Roger Fjørtoft**, Ingénieur CNES, Co-directeur de thèse*
***Jean-François Crétaux**, Ingénieur CNES, Co-directeur de thèse invité*

Ecole doctorale : *Science de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales*
Directeur(s) de Thèse : *Florent Lyard (DR CNRS), Roger Fjørtoft (ingénieur CNES) et Jean-François Crétaux (ingénieur CNES)*

Remerciements

Les remerciements sont sûrement les pages les plus lues d'un manuscrit de thèse. Toutes les émotions de l'auteur sont étalées dans ces quelques pages. Ces années de souffrances, rires, désespoirs et joie, doivent être résumées dans ces quelques pages. J'ai toujours trouvé que les remerciements étaient quelque chose de très intime. C'est peut être pour cela que tout le monde les lit, on veut connaître les noms des amis proches, de la famille, savoir si l'auteur est marié ou que sais-je.

N'ayant jamais aimé les discours, ni écrire d'ailleurs, vous le verrez si vous dépassez ces quelques pages. J'ai beaucoup de mal à savoir par où commencer. J'ai donc choisi l'option de faciliter qui est de tout mettre pêle-mêle, avec comme ordre d'apparition du plus officiel au plus personnel (respectons quand même le protocole).

Commençons par les sponsors, les organismes qui ont fait en sorte que je sois payée et que je puisse dormir ailleurs que sous un pont. Je remercie très chaleureusement la région Midi-Pyrénées et le Centre National d'Études Spatiales (CNES) pour avoir financé mes trois ans de thèse. Je remercie d'autant plus le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et mon laboratoire d'accueil (LEGOS) pour avoir financé les trois mois de plus dont j'avais besoin pour soutenir. Sans eux, pas de soutenance, tout ce travail pour « rien ». C'est horrible n'est-ce-pas ?

Je remercie Y. du Penhoat et Y. Morel pour m'avoir accueillie au sein de leur laboratoire, et spécialement M. Morel qui a su me prêter une oreille attentive quand j'en ai ressenti le besoin. Je vous rassure je la lui ai rendue, vous pouvez vérifier, il a bien ses deux oreilles. Je remercie aussi P. Maisongrande et tous les membres de l'équipe GOHS pour m'avoir intégrée.

J'ai réalisé la moitié de ma thèse au CNES au sein de l'équipe altimétrie/radar dirigée par J.-C. Souyris. J'ai vraiment apprécié l'an et demi passés avec vous. Cette sensation d'appartenir à une petite famille était vraiment très agréable, et les pauses déjeuner et cafés restent de très bons souvenirs de détentes et rires. Je vous remercie tous pour votre patience avec moi à m'expliquer le radar, les coefficients de rétrodiffusion, à me prêter vos bibliographies et livres. Je remercie tout spécialement Jean-Damien pour avoir passer une après-midi entière à réaliser un cours accéléré d'altimétrie ; et Céline pour m'avoir montré que pour les RCS faut pas chercher midi à quatorze heure, si ça se croise à 10°c'est normal, si tu veux en savoir plus voilà la bibliographie. Il s'est passé tellement de choses que je me dis que j'aurai dû tout noter : comme la galette des rois d'Alain ou tous les mets qu'il apportait, la fois où il m'a enrôlé dans la vente de madeleines, quand Jean-Damien a eu deux frigos après avoir passé 3 mois sans, les fous rires avec Raquel et Sylvie, les thés avec Nathalie, les retards de SARAL, la fois où François avait eu une contravention alors qu'il n'était pas là, et pleins d'autres.

Je tiens à remercier mes trois directeurs de thèse : F. Lyard, J.-F. Crétaux et R. Fjortoft (désolée Roger mais je ne sais pas faire le o barré sous LaTEX et puis je me trompe une fois sur deux de o à barrer). Oui, je n'en ai pas eu un ni deux mais trois, entre vous et moi c'est pas facile à gérer tous les jours. Merci pour votre patience à me guider, je ne devais pas être forcément facile à gérer, surtout travaillant sur

deux thèmes diamétralement opposés. Merci aussi à N. Mognard avec qui j'ai toujours pu discuter de ces soucis de jonglage.

Côté radar, je souhaite dire merci à J.-M. Gaudin avec qui les discussions radar étaient très enrichissantes. Un très grand merci à Nadine Pourthié. Oui, elle a le droit à son nom et prénom. Merci Nadine pour avoir passé des journées entières voire mois à comprendre DIAPASON, le simulateur SWOT et à analyser les résultats de coefficients de rétrodiffusion. Une grande partie de mon travail a été réalisé grâce à ton soutien, je ne te remercierai jamais assez. Merci à Ernesto Rodriguez qui a pris le temps de travailler avec moi alors qu'il est toujours débordé. Merci à Denis Blumstein pour avoir pris le relais et s'être intéressé à mon travail.

Côté labo, merci à Stéphane pour les missions terrain, c'était vraiment chouette. Ne m'oublie pas pour l'Alaska ! Merci aussi pour tous tes conseils scientifiques. Discuter avec toi me remontait bien le moral et me donnait pleins d'idée pour mes travaux. Merci à Mumu pour avoir eu froid avec moi à Arles, puis plus tard cette galère de mission à Sacramento où on a du tout mettre en place ! Heureusement que l'on a bien ri et que l'on a pu faire du shopping.

Je remercie tout particulièrement les membres du jury de thèse pour leur gentillesse et indulgence. Vous auriez vu l'état du manuscrit au départ, vous auriez pleuré. Maintenant, ce n'est pas une merveille non plus mais c'est quand même plus lisible et plus complet. Un merci donc à vous tous pour vos commentaires et vos conseils, j'espère les avoir tous pris en compte.

Merci également à Mélanie Becker et Sylvain Biancamaria pour les discussions scientifiques, grâce à vous j'ai appris et découvert pleins de choses. Merci à Caroline Delebecque pour son aide sur les données altimétriques et les soucis sous Xscan. Un grand merci à Laurent Roblou qui a pris le temps de m'expliquer la marée, les différents outils d'analyses existants et sauver la vie quand j'étais désespérée parce que T–UGOm ou Xscan ne fonctionnaient pas. Merci à Yves et Clément pour avoir compati avec moi et proposé des solutions de secours quand tous les outils étaient cassés pour je ne sais quelle mise à jour.

Je remercie tous mes amis pour m'avoir soutenue et écoutée. Merci à ceux de Paris : Sandy, Héléne, Ninie, Popo, Ara, Marie, Elsa, Caro, Camille, Mimi et Guigois (ne sont cités que j'ai eu le plus régulièrement au téléphone). Merci aux toulousains, thésards et CDD du LEGOS : Delphine et Alex, Rémy et Steph, Martin, Claire, Arnaud, Simone, Yan, Caroline, Laurent, Mélanie, Marine, William, Guillaume, Lydie, Vanessa, Cori, Audrey, Clément, Virginie, Marie, Pépito, Olivier et Téo, Hindu, Hela, Séverin, Cyril, Laetitia, Sandrine, Raquel et Tristan, Claire, Jean-Damien et François.

Merci aussi à ma famille et surtout à Benoît qui m'a supportée et soutenue pendant ces trois ans.

Je sais que j'ai oublié des gens, ce n'est pas fait exprès, c'est la fatigue. Le jour où vous écrirez un manuscrit de thèse, vous comprendrez. Si des prénoms sont doubles, c'est normal. C'est que je connais plusieurs personnes qui s'appellent pareil. Si jamais vous vous sentez offensez parce que je vous ai oublié, voici la procédure : respirez, calmez-vous, insultez-moi si vous voulez, puis envoyez un courrier recommandé en deux exemplaires expliquant votre désarroi et demandant justice. Sous un délai de 15 jours à réception de cette lettre, je vous rajouterai dans la liste (ou pas, après tout n'est-ce pas subconscient cet oubli ?).

Sur ces mots, je vous souhaite une bonne lecture.

Sommaire

Introduction **1**

1 Contexte et outils **9**
1.1 Le bassin de l'Amazone . . . 13
1.1.1 Limites et réseau hydrographique . . . 13
1.1.2 Caractéristiques de la plaine amazonienne . . . 14
1.2 La marée . . . 19
1.2.1 La force génératrice de la marée . . . 19
1.2.2 La courbe de marée . . . 20
1.2.3 Les caractéristiques spectrales . . . 21
1.3 Le débit . . . 22
1.4 Les méthodes de mesures in situ . . . 25
1.4.1 Les ADCP . . . 25
1.4.2 Campagne terrain réalisée en mai 2010 . . . 26
1.4.3 Les échelles limnimétriques . . . 32
1.4.4 Les limnigraphes ou marégraphes à flotteur . . . 33
1.4.5 Les limnigraphes ou marégraphes à pression . . . 33
1.4.6 Conclusion . . . 34
1.5 Les méthodes de télédétection spatiales . . . 35
1.5.1 Les capteurs optiques imageurs embarqués . . . 35
1.5.2 L'altimétrie nadir . . . 36
1.5.3 Les Radars à Ouverture Synthétique . . . 40
1.5.4 La mission Surface Water and Ocean Topography . . . 42
1.6 La modélisation . . . 44
1.6.1 Les modèles à petite échelle . . . 44
1.6.2 Les modèles à l'échelle du fleuve . . . 45
1.7 Conclusion . . . 47

2 Interaction onde-surface en bande Ka proche nadir **49**
2.1 Principe de la mesure SAR . . . 53
2.1.1 Création de l'image . . . 53
2.1.2 La résolution . . . 54
2.1.3 Les distorsions géométriques . . . 55
2.2 La mesure interférométrique . . . 56
2.2.1 Le principe . . . 56

2.2.2 Les modes d'acquisition . . . 57
2.2.3 L'altitude d'ambiguïté . . . 58
2.2.4 Les équations radar . . . 58
2.3 Le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) . . . 59
2.3.1 Définition . . . 59
2.3.2 Description d'une surface . . . 60
2.4 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar (RCS) . . . 62
2.4.1 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour l'eau . . . 63
2.4.2 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour un sol nu . . . 66
2.4.3 Les modèles de RCS pour la végétation . . . 69
2.4.4 Conclusion . . . 71
2.5 Erreur d'estimation de la phase due à la végétation . . . 72
2.6 Conclusion . . . 95

3 Modélisation des données SWOT 97
3.1 Modélisation des images Single Look Complex (SLC) . . . 100
3.1.1 Définition . . . 100
3.1.2 Les paramètres d'entrée de la simulation . . . 100
3.1.3 La création des images Single Look Complex (SLC) . . . 103
3.2 Modélisation de l'interférogramme . . . 106
3.2.1 L'amplitude . . . 106
3.2.2 La phase interférométrique . . . 106
3.2.3 La cohérence . . . 107
3.3 Simulation des hauteurs d'eau (produit final SWOT) . . . 107
3.3.1 Les paramètres d'entrée du simulateur du produit final . . . 108
3.3.2 Les erreurs résiduelles . . . 109
3.3.3 Simulation des produits finaux de la mission . . . 112
3.4 Conclusion . . . 113

4 Utilisation des données SWOT dans le cas de l'Amazone 115
4.1 La mise en place de la modélisation de l'estuaire amazonien . . . 118
4.1.1 Le choix du modèle hydrodynamique . . . 118
4.1.2 Le modèle T–UGOm . . . 121
4.1.3 Les paramètres d'entrées de la modélisation hydrodynamique . . . 123
4.2 Expériences numériques réalisées . . . 133
4.2.1 Évolution des élévations en fonction du temps . . . 133
4.2.2 Analyses et comparaison des signaux issus des expériences Sim 1 et Sim 3 . . . 136
4.3 Comparaison aux mesures in situ . . . 139
4.3.1 Comparaison à la base de données de la FEMAR . . . 139
4.3.2 Comparaison aux composantes harmoniques dérivées de l'altimétrie . . . 141
4.3.3 Comparaison aux données marégraphiques . . . 144
4.3.4 Comparaison avec l'article de *Kosuth et al.* [2009] . . . 147
4.3.5 La relation élévation–débit . . . 149
4.4 Les observations synthétiques de SWOT . . . 153
4.4.1 La mesure de la pente du fleuve . . . 153
4.4.2 La mesure du débit . . . 155
4.4.3 La marée . . . 157
4.5 Conclusion . . . 163

Conclusion 165

Annexes **173**

A Composantes des potentiels de marée **173**

B Calibration d'un ADCP **177**

C Transects **181**

D Analyses de Fourier **193**

E Périodes de marées **211**

F Figures **217**

G Article **223**

Liste d'acronymes **229**

Bibliographie **233**

Introduction

Notre planète est recouverte à 70% d'eau environ, dont seulement 2,5% correspond à de l'eau douce. Cette faible portion est directement utilisée pour nos besoins en électricité, la consommation domestique (eau potable, propreté) et l'agriculture. La United Nations-Water (UN-Water), inter-agence des Nations Unies coordinatrice des problèmes liés à l'eau, tente de chiffrer l'utilisation de cette ressource. Dans son quatrième rapport, publié en 2012 [*UNESCO*, 2012], le World Water Development Report 4 (WWDR4) , il est indiqué que le secteur agricole constitue la plus grande pression sur les ressources directes en eau (70% de l'eau douce extraite). La carte 1 représente, pour chaque pays, le secteur le plus consommateur d'eau. Il en ressort que l'agriculture représente le premier facteur de stress hydrique, avec une grande proportion dédiée à l'industrie, c'est-à-dire à l'élevage et les biocarburants. Les besoins domestiques ne sont dominants que dans peu de pays.

D'après le rapport WWDR4, le second secteur consommateur d'eau est l'énergie. La relation entre eau et énergie n'est pas linéaire. La production d'énergie nécessite l'utilisation de l'eau, dans le cas du refroidissement des centrales thermiques ou nucléaires, ou encore la production de biocarburants. De même que pour extraire de l'eau potable, il est nécessaire d'utiliser de l'énergie : pompage des eaux souterraines ou réservoirs ; traitement de tous les stades de l'extraction ; traitement des eaux usées, ou encore le dessalement.

L'accès aux ressources en eau n'est pas la même pour tous les pays et peut être source de tensions entre deux pays. Par exemple, l'Inde et le Pakistan ont été en conflit durant plusieurs années notamment à cause de l'accès à l'eau. En vue de l'augmentation de sa population, l'Inde a construit plusieurs barrages le long de l'Indus (et d'autres sont en projet), ces barrages à la chaîne limitant l'apport en eau pour le Pakistan. Ce qui a un effet non négligeable sur l'agriculture du Pakistan, surtout dans la période de croissance des cultures [*UNESCO*, 2012].

La gestion et la connaissance des ressources en eau sont nécessaires pour limiter les conflits, mais aussi pour prévoir et prévenir les catastrophes climatiques. Les impacts économiques des catastrophes naturelles, dont 90% sont liées à l'eau (inondations et sécheresses), varient de 2 à 15% du produit intérieur brut annuel des pays touchés sur la période 1990 et 2000. La construction d'infrastructures

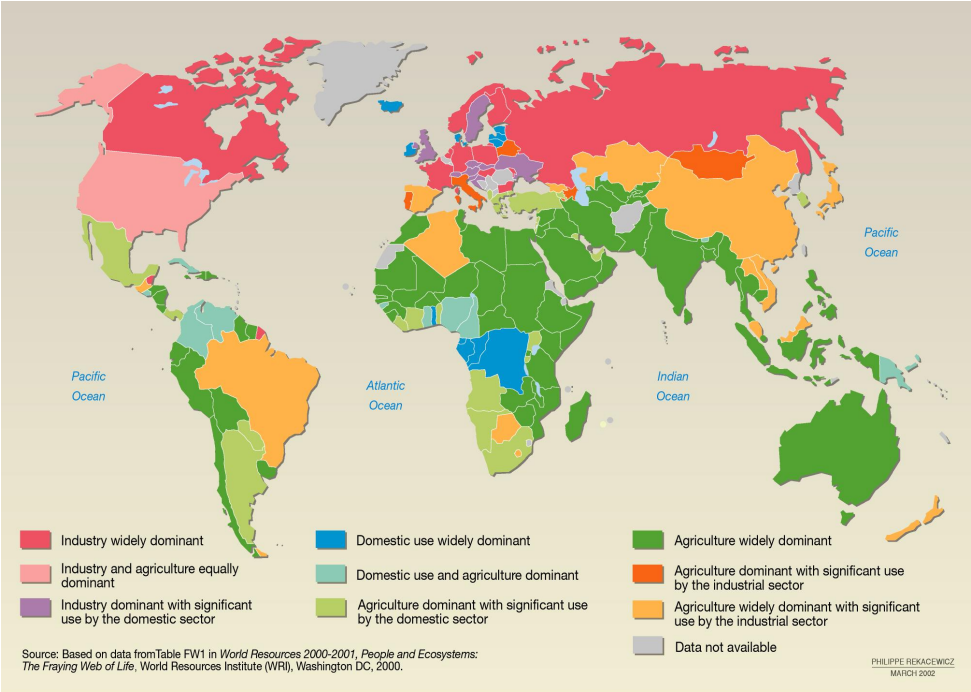


FIGURE 1 – Utilisation de l'eau selon le secteur. *Crédits Philippe Rekacewicz (Le Monde diplomatique, 2002)http ://www.unep.org/dewa/vitalwater/index.html*

peut limiter l'étendue des dommages, à condition quelles soient efficaces. La surveillance du niveau des fleuves, de l'état de l'atmosphère (nuages, taux de précipitation, ...) ou de l'océan (tempêtes, ...), par le biais de mesures in situ et de données satellites, peuvent aider à la prévention de ces phénomènes.

Différents réseaux de mesures in situ ont été mis en place afin de contrôler les débits des fleuves et surveiller les niveaux des lacs. Le Global Runoff Data Centre (GRDC), organisme sous la tutelle de l'Organisation Météorologique Mondiale, tente de réunir et d'harmoniser les mesures de débits des fleuves fournies par les différents centres de vigilance nationaux. Les mesures sont généralement mensuelles ou journalières et néanmoins, la répartition n'est pas uniforme, ni spatialement, ni temporellement (figures 2). Certains pays, tels que les pays en voie de développement en Afrique, bénéficient de peu de stations de mesures par rapport à l'Europe ou l'Amérique du Nord. D'autres, comme la Chine, fournissent peu de données au service du GRDC. Dans ce dernier cas, cela ne correspond pas à un manque de stations de mesure mais à une faible collaboration. En effet, les données de débit sont des informations sensibles car elles facilitent l'estimation de la puissance électrique produite par une centrale hydroélectrique ou de la localisation des lieux de rétentions d'eau. C'est en partie pour cela que dans certains pays, les données les plus récentes datent du début des années 2000 (cas de la France). Néanmoins, d'autres facteurs expliquent aussi la non homogénéité temporelle des séries de mesures : la fin de la guerre froide (Russie et Europe de l'Est), les guerres civiles (Afrique), ou encore le coût du maintient des stations de mesure. La chute du bloc soviétique a bouleversé la structure de la Russie et de nombreux pays de l'Europe de l'Est, cet événement explique le grand nombre de stations « jaunes » sur la figure 2 qui correspondent au début des années 1990.

Le bassin amazonien, quant à lui, d'une superficie de 6,1 millions de km^2 , fait partie des bassins les plus instrumentés avec un peu plus de 800 stations de mesures de débit. Toutefois, la surface couverte par une station est de 7 200 km^2, ce qui correspondrait à 85 stations en tout pour la France qui dispose d'un réseau de surveillance beaucoup plus dense. Pour pallier ce manque de données, les techniques

spatiales sont de plus en plus utilisées. Il existe de nombreux instruments, chacun observant une composante du cycle de l'eau : l'étendue des surfaces, leur élévation, leurs variations temporelles, les pentes des surfaces, les débits des fleuves, la bathymétrie, l'humidité des sols et les mesures de variation des masses d'eaux.

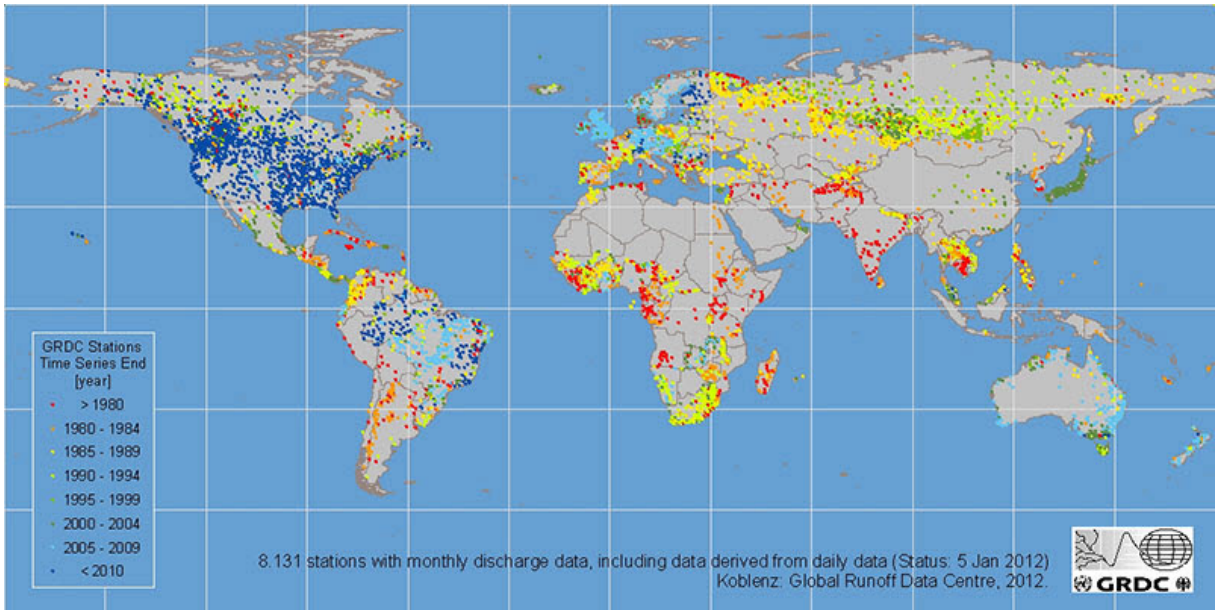


FIGURE 2 – Stations de mesures in situ répertoriées par le GRDC http ://grdc.bafg.de/

L'étendue des surfaces ainsi que leur variation peuvent être mesurées par le biais des capteurs optiques tels que Landsat, Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ou encore Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT) mais aussi à l'aide de l'imagerie radar (Radarsat, Japanese Earth Ressource Satellite–1 (JERS–1) ou European Remote Sensing Satellite–1 (ERS–1)). Grâce aux images optiques Landsat TM, une mosaïque d'images de la plaine d'inondation de l'Amazone a été construite par *Shimabukuro et al.* [2002]. Néanmoins, il a fallu 10 ans de données afin de sélectionner 29 images sans aucun nuage. Les erreurs d'estimation des surfaces liées aux capteurs optiques sont principalement dues la présence des nuages, leur faible résolution spatiale et temporelle, mais aussi leur incapacité à détecter les zones de forêt inondée. Les estimations des étendues des surface d'eau par l'imagerie radar sont confrontées à la rugosité créée par le vent dans le cas de certains capteurs (par exemple, la bande C de 5,7 cm pour ERS–1 et ERS–2)[*Alsdorf et al.*, 2007b]. Les images issues de la mission JERS–1 ont permis de produire une mosaïque de toute la forêt amazonienne, mission Global Rain Forest Mapping (GRFM). À partir de ces dernières, *Hess et al.* [1990] ont mis en évidence les forêts inondées et effectué des suivis de l'étendue des inondations . Afin d'obtenir une meilleure classification, *Prigent et al.* [2007] ont utilisé différents capteurs : les coefficients de rétrodiffusion radar imageur (ERS), les données du radiomètre Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) pour une première détection des inondations, les réflectances dans les domaines optiques et infra-rouge issues de Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) et les estimations du Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). La combinaison des informations issues de ces trois capteurs facilite la classification des différents milieux et la détection des zones inondées.

Une fois les étendues d'eau détectées, leur élévation est à estimer. Pour cela, il existe deux catégories d'instruments : les altimètres et les imageurs radar. La première catégorie a fait ses débuts dans les années 1990 avec les altimètres radar à bord des satellites Topex/Poséidon (T/P) et ERS. Initialement,

ils étaient dédiés à l'étude des océans, mais depuis des algorithmes ont été mis au point pour obtenir des informations sur les eaux continentales. De nombreuses études ont montré l'adéquation de cet instrument pour l'étude des lacs du bassin amazonien et du fleuve Amazone [*Birkett*, 1998; *Birkett et al.*, 2002] [*Frappart et al.*, 2006, 2011, 2012] [*Santos da Silva et al.*, 2010, 2012] [*Roux et al.*, 2010]. Les imageurs radar peuvent, sous certaines conditions, permettre d'estimer les élévations des surfaces en eau. La mission Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) réalisait deux images radar simultanément à partir de deux antennes distinctes. La « différence » de ces deux images, via la méthode d'interférométrie, permet d'obtenir des différences de hauteur, une carte d'élévation de la scène observée. Ainsi, il est possible d'avoir une estimation de la pente du fleuve et des élévations des surfaces en eau par rapport à leur environnement. *LeFavour and Alsdorf* [2005] ont évalué le débit moyen de l'Amazone à partir des estimations de pente obtenues par SRTM sur le fleuve amazonien, combinées aux données de largeur issues de la mission GRFM.

Ce qui intéresse généralement les hydrologues est l'observation des variations des stocks en eau : élévation, débit et masse totale. Les passages multiples des altimètres permettent d'obtenir des séries temporelles à des points donnés d'un fleuve. De même que les passages multiples d'un radar imageur fournissent les différences d'élévation entre deux dates. En utilisant les données issues de la mission Spaceborne Imaging Radar–C (SIR–C), *Alsdorf et al.* [2000] ont quantifié la variation de hauteur des zones d'inondations de l'Amazone en utilisant deux images radar prises à des dates différentes. Leurs observations ont indiqué une diminution des niveaux d'eau comprise entre 7 et 11 cm par jour pour les affluents et les lacs situés à environ 20 km du bras principal, et entre 2 et 5 cm pour ceux situés à 80 km. Ces observations sont cohérentes par rapport aux stations de mesure in situ et montrent la rapidité de la réponse des plaines d'inondation à la diminution du niveau du fleuve. Le débit du fleuve Amazone varie annuellement avec un maximum atteint aux mois de mai et juin. Durant cette période, l'eau monte d'une dizaine de mètres, ce qui crée d'importantes inondations. *Seyler et al.* [2009] ont estimé la surface des inondations entre 140 000 et 500 000 km², en fonction des saisons, par le biais des mesures in situ et de l'altimétrie classique. En se basant sur l'utilisation de multiples capteurs, *Prigent et al.* [2007] ont estimé les zones d'inondation du bassin amazonien (section de 18°x 8°) de l'ordre de 105 000 km^2en période d'étiage (septembre-octobre 1995) et de 171 000 km^2en période de crue (mai-juin 1996). En comparaison, *Hess et al.* [2003] ont estimé pour les mêmes périodes et le même secteur des surfaces d'inondation de l'ordre de 118 000 km^2(étiage) et 243 000 km^2. Ces différences peuvent s'expliquer par la différence de résolution entre les différents capteurs. Dans le cas de cette dernière étude, les données SAR issues de JERS–1 ont été utilisées tandis que, pour l'étude précédente, il s'agit de capteurs dits passifs à une résolution plus grossière. Certains pixels contenant à la fois des zones inondées et sèches ont été classées comme étant des zones sèches durant la période d'inondation. En effet, le radar à grande longueur d'onde, telle que la bande L, est plus à même à observer les surfaces sous la canopée que les radiomètres.

La période d'inondation est importante pour l'écosystème de la région. Le fleuve prenant sa source dans les régions andines est très riche en sédiments. Ces sédiments servent à compenser la période de sécheresse d'environ 4 mois que subit la végétation. Un autre instrument, Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) permet d'évaluer cet apport hydrique. Il s'agit de deux satellites jumeaux se suivant tels Tom et Jerry. Leur objectif est de mesurer précisément le champ de gravité terrestre. Pour cela la différence de vitesse et de distance entre les deux satellites est mesurée par micro-ondes. Lorsque la gravité « augmente », par la présence d'une montagne par exemple, le premier satellite est attiré et sa vitesse augmente par rapport à celle du deuxième, puis elle redevient « normale » et c'est au second

d'accélérer. Ce système permet de suivre les déplacements des masses d'eau. La mission GRACE fournit la quantité d'eau comprise dans toute la colonne d'eau : eau souterraine, surfacique, humidité, atmosphérique,... Plusieurs études ont montré sont intérêt pour l'étude de bassin à grande échelle [*Becker et al.*, 2011; *Frappart et al.*, 2011; *Lee et al.*, 2011; *Frappart et al.*, 2012].

Beaucoup d'études sont menées au niveau du bassin amazonien. Elles se concentrent, principalement soit sur les zones en aval d'Óbidos soit au niveau du plateau continental. Très peu d'études sont menées au niveau de l'estuaire, la majorité portant sur les problèmes de pollution aux alentours de Bélem (capitale de l'état du Para). Durant ma thèse, je me suis intéressée à l'étude de l'estuaire amazonien du plateau continental à Òbidos. L'objectif principal de la thèse était d'évaluer l'apport de la mission SWOT à l'étude de cet estuaire. Pour cela, j'ai utilisé et mis en place divers outils. Je devais créer ma scène d'étude et identifier les paramètres clés pour cette région : les hauteurs, les différentes échelles de pente et les débits. Ensuite, je devais aussi mettre en place les outils me permettant de simuler mes données virtuelles de la future mission SWOT.

Le chapitre 1 décrit brièvement le bassin amazonien et les différents dispositifs disponibles pour son étude : mesures in situ et mesures par satellite. Les estuaires sont des systèmes complexes car ils sont à la rencontre de deux eaux : l'eau douce du fleuve poussée par le débit et l'eau de la mer introduite par la marée. Les techniques spatiales actuelles ne permettent pas de mener un suivi temporel ou spatial suffisamment fin. Par exemple, l'espacement entre les traces des différents satellites altimétriques, 350 km pour T/P, ne permet pas un bon échantillonnage spatial de l'estuaire amazonien situé au niveau de l'équateur. De même que la précision altimétrique peut, selon la largeur du fleuve, être comprise entre 19 et 75 cm, ce qui correspond à l'ordre de grandeur du signal de marée à l'intérieur du fleuve. La méthode proposée par *Alsdorf et al.* [2000] n'est pas utilisable au niveau de l'estuaire. En effet, le signal de marée a une fréquence inférieure à la journée, tandis que les méthodes interférométriques « classiques », c'est-à-dire multi-passages , espacent les mesurent de quelques jours. Cependant, il doit être possible d'obtenir actuellement des estimations de pente instantanées du fleuve grâce à la mission TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement (TanDEM–X). Dans ce chapitre, sont présentés les méthodes de mesures in situ et les capteurs embarqués utilisés pour l'étude de l'Amazone : capteurs optiques, altimètres et radars imageurs. Les zones côtières ne sont pas correctement observées avec les techniques actuelles, les erreurs étant trop importantes jusqu'à 50 km des côtes. La mission Surface Water and Ocean Topography (SWOT) a comme objectif de combler ce manque de données. Mission née de la collaboration entre la National Aeronautics and Space Administration (NASA), le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) et l'Agence Spatiale Canadienne (CSA–ASC), son lancement est envisagé pour 2019. Elle fournira des cartes à deux dimensions des élévations des surfaces d'eau. Sa couverture spatiale s'étend jusqu'à 78°de latitude et la fréquence d'échantillonnage temporelle peut atteindre 7 observations pour un cycle de 22 jours en haute latitude (carte 3). Ses objectifs scientifiques sont détaillées dans ce chapitre. Durant sa thèse, *Negrel* [2011] s'est attaché à décrire les différentes techniques de mesure de débit de fleuve. Ici, je n'énonce que ceux rencontrés sur ma zone d'étude. La modélisation est un outil clé pour représenter un système hydrodynamique et hydrologique complexe. Elle a permis d'éclairer le fonctionnement de certaines structures et comprendre les observations en justifiant les différents transferts de masses d'eaux observés. La fin du chapitre est dédiée aux modèles hydrodynamiques et hydrologiques utilisés sur le bassin.

Un des objectifs de cette thèse est de simuler des données de la mission SWOT dans le mode haute résolution. Pour cela, il faut appréhender la physique de la mesure. Le deuxième chapitre traite de

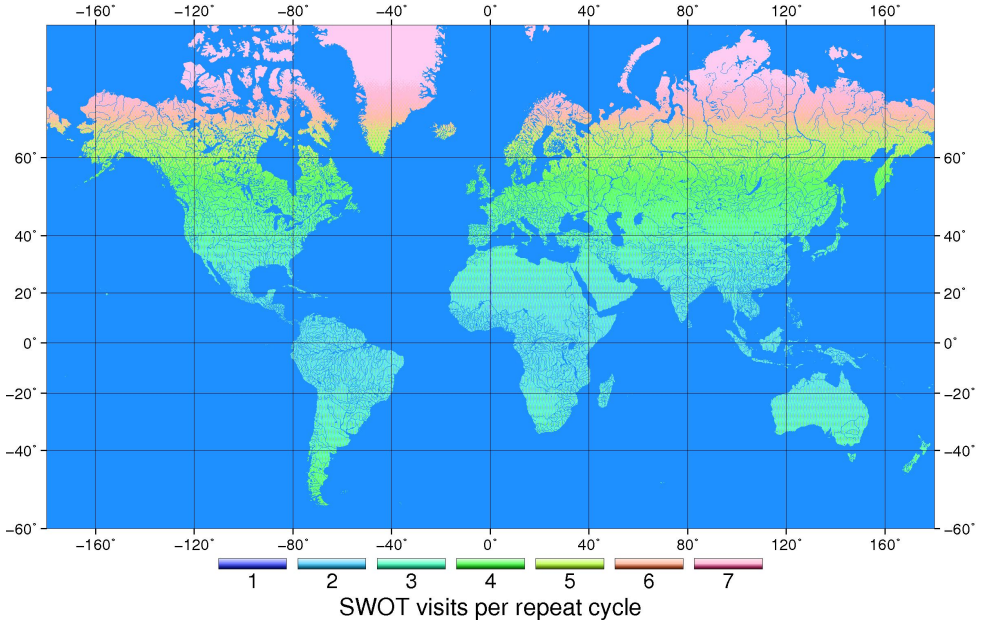


FIGURE 3 – Couverture globale de la mission SWOT *crédits : S. Biancamaria*

l'interaction entre l'onde électromagnétique en bande Ka avec la surface dans le domaine de visée proche nadir. Le chapitre débute par une introduction sur le principe de la mesure du radar à ouverture synthétique (ROS ou SAR). Puis, la mesure interférométrique est abordée plus en détails. Un paramètre clé apparaît dans les équations radar : le coefficient de rétrodiffusion radar. Plusieurs modèles existent pour le quantifier et en extraire des informations. Ce paramètre dépend de plusieurs facteurs dont, notamment, la rugosité, l'humidité de la surface et sa composition. L'inversion de ce paramètre permet de connaître l'état de la surface observée. Ce type d'étude est très utilisé dans le cadre de la biomasse et la surveillance des zones agricoles. Les principaux modèles décrits dans la littérature sont présentés.

Le CNES a mis en place différentes études en collaboration avec différentes sociétés industrielles et laboratoires de recherche. Ainsi, une étude a été mise en place par le CNES et la société Capgemini en 2009 pour modéliser les coefficients de rétrodiffusion radar et déterminer les conditions pour lesquelles la différenciation entre les surfaces d'eau et l'environnement ne se ferait plus [*Ruiz*, 2009]. Trois types de milieux étaient considérés : l'eau, les sols nus et la végétation arborée. Les résultats obtenus avec cet outil seront présentés et discutés dans le chapitre 2.

Une campagne d'acquisitions aéroportées en bande Ka et proche nadir a été réalisée en 2011 en Camargue par l'Office National d'Etudes et de Recherches Aéronautiques (ONERA). L'objectif principal de ces vols étaient de valider les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar. Trois vols ont été réalisés : le premier en février, le deuxième en avril et le troisième en mai 2011. Des mesures terrain étaient acquises en même temps : mesures de rugosité des sols et de l'eau par l'UMR TETIS (Territoires, Environnement, Télédétection et Information Spatiale) ; et mesures de vitesse et direction de vent ainsi que les élévations de l'eau par le LEGOS (Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales). La validation des modèles est réalisée conjointement par Capgemini, l'ONERA et le CNES. Actuellement, l'étude est en cours, les résultats ne sont pas présentés.

Durant ma thèse, je me suis intéressée au problème de *layover* lié à la présence de végétation arborée en bord de fleuve. Le phénomène de *layover* est en général causé par le relief. La longueur d'onde d'observation de l'instrument principal de SWOT est de 8 mm et ses angles de visée compris entre 0,6

et 4,1°. Les données seront affectées par le *layover* causé par le relief mais aussi par la présence de la végétation. J'ai développé un simulateur de données interférométriques pour quantifier l'erreur causée par la présence de végétation sur les estimations des élévations des surfaces d'eau. Cet outil m'a permis d'explorer les capacités de SWOT à détecter les zones d'inondation sous la canopée. La méthode utilisée est présentée chapitre 2.

Le CNES devra mettre en place des algorithmes de chaînes de traitement des futures données SWOT. Pour cela, il est nécessaire de comprendre la sensibilité de la mesure aux différentes sources d'erreurs. Afin d'apprécier l'impact de l'attitude de satellite sur la mesure, un simulateur d'images radar et de l'interférogramme dans la configuration de la mission SWOT a été créé par la société Altamira Information en 2010. Les différentes étapes et la méthodologie employée sont présentées dans le chapitre 3. À l'aide de ce simulateur des images de la région de la Camargue, en aval d'Arles, ont été produites. F. Cao, post-doctorante en 2011 au Laboratoire Traitement et Communication de l'Information (LTCI), a ainsi détecté, sur ces images issues de modélisation, les surfaces d'eau en utilisant une méthode de détection de structures fines initialement prévue pour extraire les réseaux routiers [*Cao et al.*, 2011].

En dehors de l'aspect « technique », la communauté scientifique tente d'évaluer les apports de SWOT à différents sites d'étude et participe à la sélection des différentes options envisagées. Par exemple, à l'heure actuelle l'orbite définitive n'est pas fixée. Les scientifiques évaluent les avantages et inconvénients de chaque orbite proposée. Pour mener à bien ce type d'étude, les outils qui permettent la simulation du produit principal de la mission, à savoir les hauteurs des surfaces d'eau, doivent être rapides et capables de générer de grandes zones d'étude. Le simulateur développé au CNES n'est pas adapté à cette demande, les objectifs initiaux étant totalement différents. Un autre simulateur, développé par S. Biancamaria durant sa thèse [*Biancamaria*, 2009], fournit des observations SWOT de surfaces d'eau. Le modèle d'erreur en place à l'origine était un bruit blanc et donc peu représentatif. J'ai intégré des erreurs basées sur les équations de bilan de performance de SWOT à cet outil. Grâce à ce simulateur, il est possible de générer des observations SWOT sur de longues périodes, un an par exemple, et de grandes zones d'études comme le Delta intérieur du Niger ou le bassin amazonien.

Le dernier objectif de ma thèse est d'évaluer l'apport de la mission SWOT à l'étude de l'estuaire amazonien. Le simulateur de données synthétiques SWOT nécessite une scène descriptive de la zone d'étude. Après une présentation du modèle hydrodynamique choisi pour décrire l'état du site, les paramètres d'entrée du modèle hydrodynamique sont présentés. Les sorties de la modélisation sont comparées à des séries de mesures in situ et altimétriques. Une fois la confiance en nos données avérée, les données SWOT sont crées à l'aide du simulateur décrit dans le chapitre 3. La dernière partie du quatrième chapitre est dédié à l'extraction des paramètres physiques du fleuve à partir des données virtuelles SWOT : la pente du fleuve, les composantes de marée et le débit.

Pour résumer, cette thèse a pour objectif principal : la mise en place des outils de simulation pour réaliser un bilan de performances des données SWOT. Pour se faire, il a fallu : comprendre et décrire la physique de la mesure radar ; décrire précisément l'estuaire amazonien, quels sont les paramètres entrant en jeu, quelles sont ses caractéristiques ; développer des outils de simulation de données SWOT avec des erreurs réalistes ; modéliser le fleuve Amazone ; analyser les données synthétiques de la mission SWOT.

CHAPITRE 1

Contexte et outils

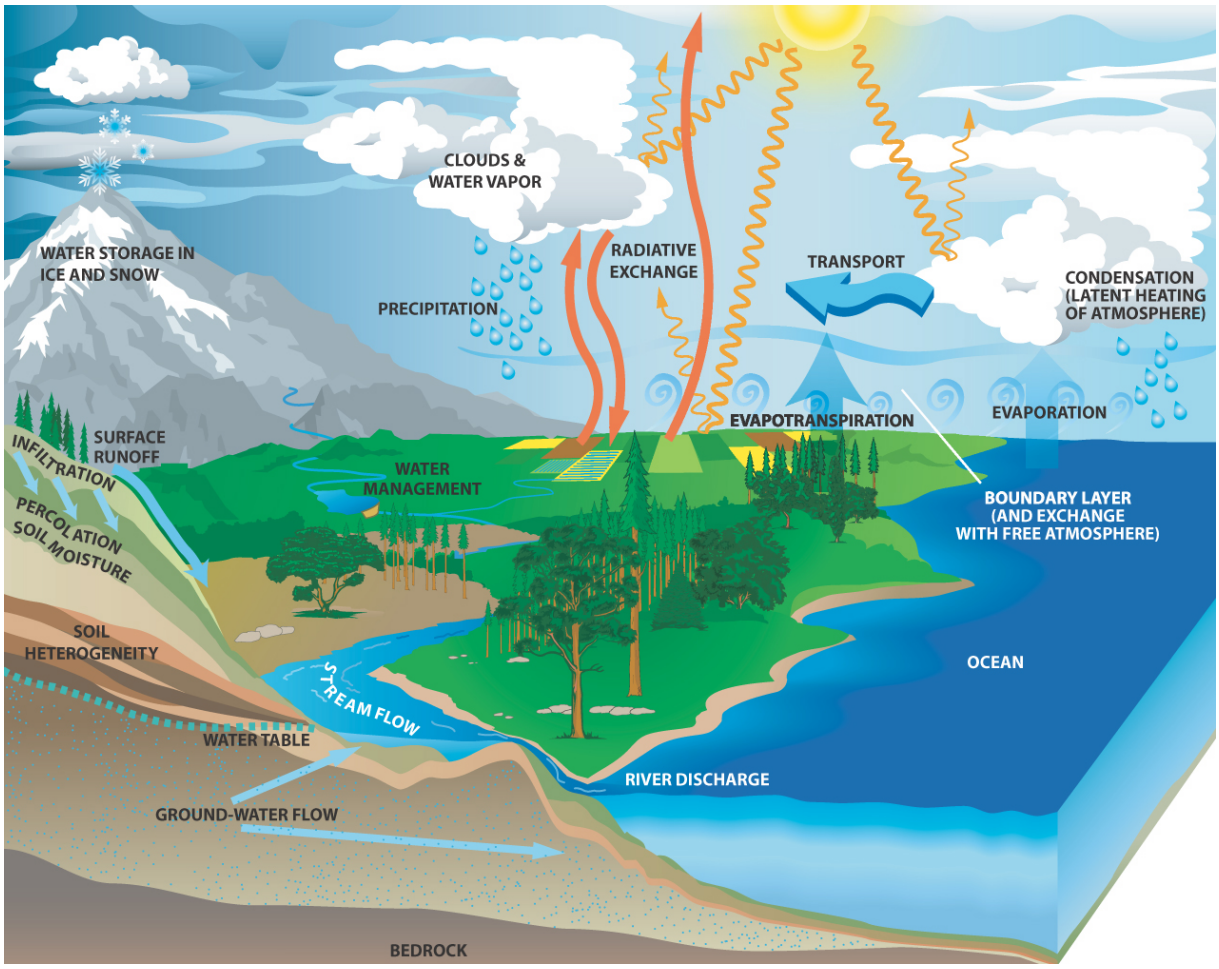


FIGURE 1.1 – Cycle de l'eau http ://news.cisc.gmu.edureport.htm

L'hydrologie est la science qui s'intéresse au cycle de l'eau (figure 1.1), c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, les océans et les continents. Les changements d'état de l'eau en passant d'un réservoir à

un autre dissipent l'énergie reçue par le Soleil. Le cycle de l'eau est continu, il n'a ni début ni fin, il s'agit d'échanges permanents.

L'eau s'évapore des océans, se condense et forme des nuages dans l'atmosphère. Les nuages se déplacent à l'aide des vents et précipitent sur les océans ou les surfaces continentales. La précipitation peut être sous forme de neige ou de pluie (exceptionnellement sous forme de grêle). Arrivée sur les surfaces continentales, l'eau a plusieurs possibilités : augmenter le manteau neigeux et les glaciers ; ruisseler pour rejoindre les lacs, les fleuves, les rivières ou les océans ; être captée par la végétation ; s'évaporer à nouveau ; ou rejoindre les nappes souterraines par infiltration en utilisant les fissures du sol ou sa perméabilité (migration de l'eau à travers le sol). L'eau stockée dans le manteau neigeux ou les glaciers fond et ruisselle jusqu'aux fleuves ou s'infiltre jusqu'aux eaux souterraines. L'eau contenue dans les lacs ou les fleuves s'évapore, percole vers les nappes souterraines ou, dans le cas des fleuves rejoint les océans. Via la transpiration de la végétation, l'eau circule du sol (captée par les racines) à l'atmosphère (évaporation à la surface des feuilles). Les eaux souterraines peuvent réintégrer les différents réservoirs : le manteau neigeux, les lacs, les fleuves, les surfaces continentales ou les océans. Une partie de l'eau est stockée dans la couche superficielle de la surface continentale, de la surface à un mètre de profondeur, il s'agit de l'humidité. Pour ses besoins l'homme va puiser principalement dans les eaux souterraines (utilisation de stations de pompage), au niveau des lacs ou des fleuves ou du manteau neigeux.

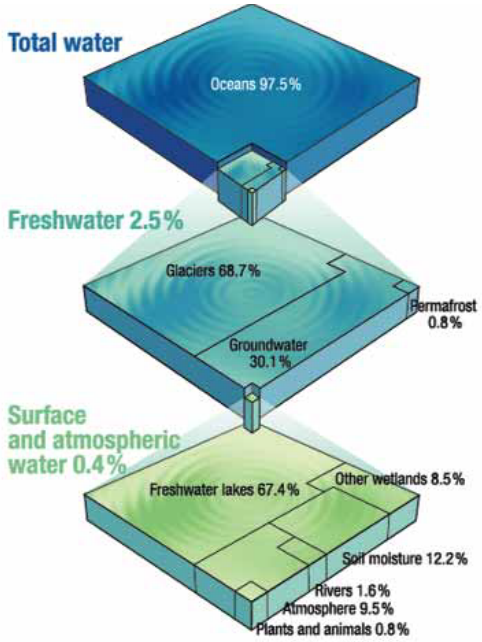


FIGURE 1.2 – Répartition globale de l'eau issue du rapport de l'*UNESCO* [2006]

Le graphique de la figure 1.2 représente la répartition globale de l'eau. Les océans représentent le réservoir majoritaire avec 97,5% de l'eau totale, les eaux douces les 2,5% restants. De ce faible pourcentageen eau douce, les eaux de surface représentent seulement 0,4%, la majorité du stock étant conservée par les glaciers (68,7%) et les eaux souterraines (30,1%). La mission SWOT permettra d'améliorer le suivi des phénomènes océaniques à subméso et méso échelle (phénomènes de taille inférieure à la dizaine de kilomètres et d'échelle temporelle comprise entre le jour et quelques mois), des eaux côtières (eaux situées près des littoraux) mais aussi des eaux de surface continentale. Dans le cadre de ma thèse, je me suis intéressée à la problématique de l'observation de l'estuaire amazonien. La première partie de ce chapitre décrit le site ainsi que les outils disponibles pour son étude.

À l'heure actuelle, il existe plusieurs types de réseaux de mesures pour surveiller les eaux continentales et côtières. Au Brésil, il existe deux services principaux qui se chargent de surveiller les ressources en eau et du maintien des réseaux mis en place dans le bassin amazonien : l'Âgencia Nacional da Àguas (ANA) et la Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Les données mises à disposition des utilisateurs sont journalières. Dans les zones côtières ou proches des embouchures, les élévations sont généralement mesurées à une plus grande fréquence (15 min, 30 min ou 1 h). Le Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) regroupe les données des réseaux marégraphiques et les redistribue avec une fréquence d'échantillonnage horaire. Ces données permettent d'affiner ou de valider les modèles de prévision de marée, de suivre l'évolution du niveau de la mer.

Ces réseaux sont très localisés, la répartition spatiale n'est pas homogène en tous les points du globe et ils ont un coût financier et humain non négligeable. La densité de stations in situ est d'un instrument pour 7 200 km^2 et le maintien d'un tel réseau coûte environ 3 millions de dollars à l'état brésilien [*Calmant et al.*, 2008]. À titre de comparaison, cela reviendrait à n'avoir que 93 stations de mesures en France, tandis que le pays compte 2 400 stations en service pour l'observation et la vigilance des crues [1]. Les techniques spatiales sont utilisées pour compléter les mesures au sol. Les instruments embarqués sur des satellites utilisés pour l'étude des eaux de surface sont généralement de trois types : imageur optique, radar altimétrique et radar imageur. D'autres instruments étudient le cycle de l'eau, mais ils s'intéressent à d'autres composantes. Par exemple, Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) observe l'humidité des sols et la salinité des océans. Sa résolution ne permet pas de mettre en évidence les caractéristiques d'un fleuve. Néanmoins, l'apport en eau douce du fleuve Amazone à l'océan est clairement identifiable [2]. De même, l'instrument Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) n'est pas traité dans ce chapitre du fait de sa résolution trop faible pour le niveau de détail nécessaire pour mener l'étude.

Ce chapitre est consacré à la présentation de la zone d'étude : le bassin amazonien et en particulier l'estuaire de l'Amazone. Les outils permettant d'observer les différentes composantes hydrologiques du bassin amazonien sont décrits. Ils sont classés en différentes catégories : les mesures in situ, les techniques d'observation spatiale et enfin les techniques de modélisation. Les principaux objectifs de la mission SWOT seront présentés dans la partie concernant les techniques d'observation spatiale.

1. http ://www.hydro.eaufrance.fr/
2. http ://www.cesbio.ups-tlse.fr/SMOS_blog/

Table des matières

1.1 Le bassin de l'Amazone . . . 13
1.1.1 Limites et réseau hydrographique . . . 13
1.1.2 Caractéristiques de la plaine amazonienne . . . 14
1.1.2.1 Les plaines d'inondations . . . 16
1.1.2.2 L'estuaire . . . 17
1.2 La marée . . . 19
1.2.1 La force génératrice de la marée . . . 19
1.2.2 La courbe de marée . . . 20
1.2.3 Les caractéristiques spectrales . . . 21
1.3 Le débit . . . 22
1.4 Les méthodes de mesures in situ . . . 25
1.4.1 Les ADCP . . . 25
1.4.1.1 Principe . . . 25
1.4.1.2 Avantages et inconvénients . . . 26
1.4.2 Campagne terrain réalisée en mai 2010 . . . 26
1.4.2.1 Objectifs et mise en place . . . 27
1.4.2.2 Les mesures . . . 28
1.4.3 Les échelles limnimétriques . . . 32
1.4.3.1 Principe . . . 32
1.4.3.2 Avantages et inconvénients . . . 32
1.4.4 Les limnigraphes ou marégraphes à flotteur . . . 33
1.4.4.1 Principe . . . 33
1.4.4.2 Avantages et inconvénients . . . 33
1.4.5 Les limnigraphes ou marégraphes à pression . . . 33
1.4.5.1 Principe . . . 33
1.4.5.2 Avantages et inconvénients . . . 34
1.4.6 Conclusion . . . 34
1.5 Les méthodes de télédétection spatiales . . . 35
1.5.1 Les capteurs optiques imageurs embarqués . . . 35
1.5.2 L'altimétrie nadir . . . 36
1.5.3 Les Radars à Ouverture Synthétique . . . 40
1.5.4 La mission Surface Water and Ocean Topography . . . 42
1.6 La modélisation . . . 44
1.6.1 Les modèles à petite échelle . . . 44
1.6.2 Les modèles à l'échelle du fleuve . . . 45
1.7 Conclusion . . . 47

1.1 Le bassin de l'Amazone

1.1.1 Limites et réseau hydrographique

Le bassin amazonien est le plus large réseau hydrographique du monde avec une superficie de 6,1 millions km^2(9 à 10 fois la surface de la France, contour gris de la figure 1.3). Il s'étend de la longitude 79°Ouest (limite Rio Chamaya, Pérou) à la longitude 48°Ouest (limite Rio Pará, Brésil) et de la latitude 5°Nord (limite Rio Contigo, Brésil) à la latitude 20°Sud (Rio Parapeti, Bolivie) [*Guyot et al.*, 1999]. Ce bassin continental s'étend sur sept pays : Brésil (63%), Pérou (17%), Bolivie (11%), Colombie (5,8%), Équateur (2,2%), Vénézuela (0,7%) et Guyane (0,2%).

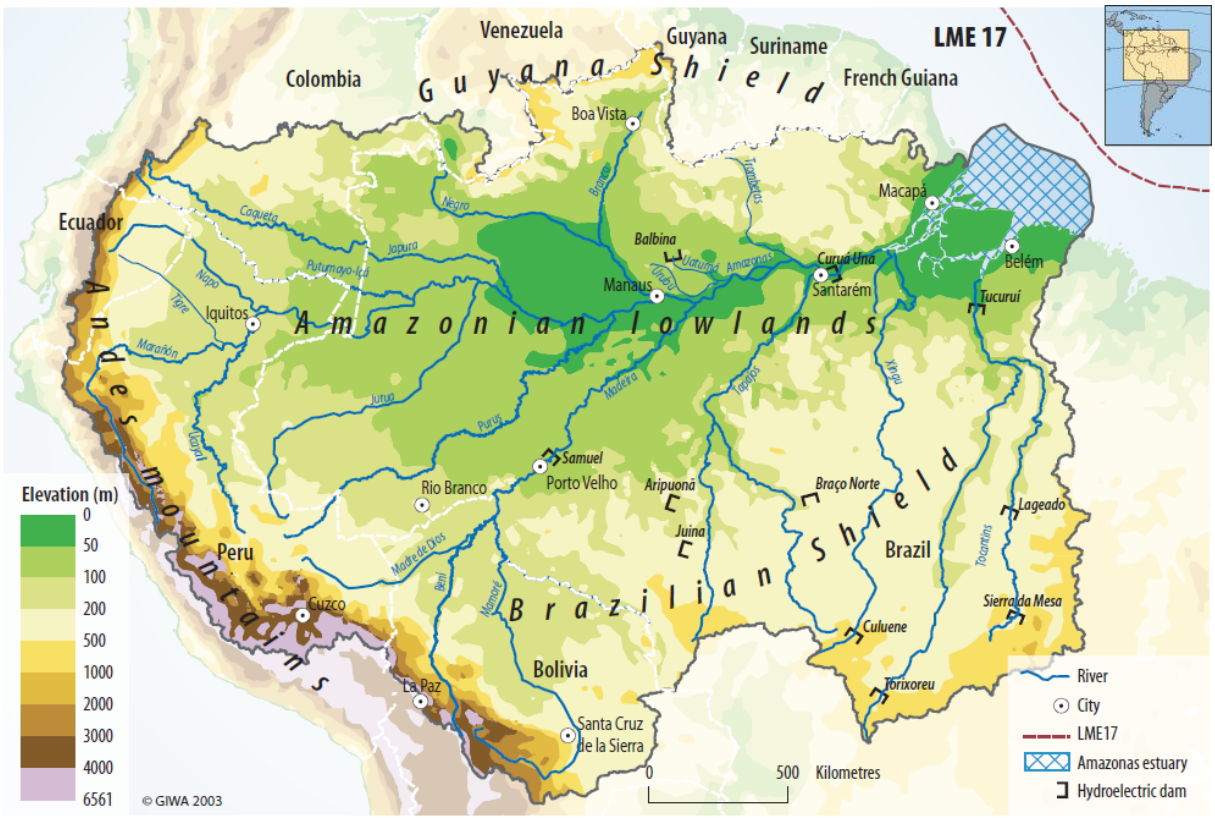


FIGURE 1.3 – Bassin amazonien [*Barthem et al.*, 2004]

Le bassin est bordé à l'ouest et au sud-ouest par la Cordillère des Andes, cette dernière couvre 12% de la zone. Les boucliers guyanais et brésilien représentent 44% du bassin versant. Les Andes et les deux boucliers forment les principales sources pour les fleuves du bassin. Les 44% restants, compris entre les Andes et les deux boucliers, forment la plaine amazonienne où s'écoule le fleuve Amazone et se forment les plaines d'inondation et les zones humides. Les connexions hydrologiques avec les bassins voisins, le bassin de l'Orénoque au Nord et celui du Paraná au Sud, s'établissent au niveau de la plaine amazonienne de façon temporaire ou permanente. La forêt tropicale occupe approximativement 5 millions km^2 soit 70% du bassin amazonien.

Les fleuves provenant de la Cordillère des Andes (Marañón-Solimões, et Madeira) présentent des profils avec de forts contrastes : d'une forte pente dans la région andine 20 cm/km à une pente inférieure à 1 cm/km dans la plaine [*Guyot et al.*, 2007].

L'Amazone prend sa source dans la partie orientale de la Cordillère des Andes au Pérou et se nomme alors Rio Ucayali. Il reçoit les apports du Rio Pachitea avant de quitter les Andes. Dans la plaine péruvienne, les fleuves Marañón et Napo rejoignent le fleuve qui change de nom et devient le Rio Amazonas au Pérou et rechange de nom en traversant la frontière brésilienne : Rio Solimões. Au Brésil, le Rio Solimões reçoit les apports de deux fleuves colombiens formés dans les Andes : Rio Içá et Rio Japurá. Ensuite, les fleuves Juruá et Purus, provenant de l'avant pays andin à la frontière entre le Pérou et le Brésil, affluent vers le Solimões. Près de Manaus, le Rio Negro et le Solimões forment le Rio Amazonas. Cette rencontre entre les deux fleuves est visible et appelée la « rencontre des eaux » (*encontre dos águas*). Il s'agit du mélange des deux eaux qui se fait progressivement, les deux étant distinctes par leur couleur : l'une marron (Solimões) et l'autre noire (Negro). Puis, viennent contribuer au fleuve Amazone : le fleuve Madeira, en provenance de la Cordillère des Andes bolivienne ; le fleuve Trombetas, venant du bouclier guyanais ; les fleuves Tapajós et Xingu, qui drainent le bouclier brésilien ; et enfin le fleuve Jari, venu du bouclier guyanais. Au niveau de l'embouchure, il se forme un réseau de canaux se déversant principalement dans l'océan. Cependant, certains de ces canaux, appelés *furos*, dérivent une partie du fleuve Amazone vers le Pará (puis l'océan).

L'Amazone est le plus grand fleuve du monde en terme de débit : 170 000 $m^3.s^{-1}$ de débit moyen à Óbidos avec un minimum et maximum respectivement de 60 000 $m^3.s^{-1}$ et 270 000 $m^3.s^{-1}$ [*Gallo and Vinzon*, 2005]. Le débit à Óbidos est utilisé pour estimer le débit de l'Amazone à l'embouchure, car la marée océanique est peu importante, de l'ordre de 10 cm au maximum en période d'étiage (basses eaux) [*Callède et al.*, 2002, 2010]. Ce fleuve représente à lui seul 17% des apports mondiaux en eau douce aux océans [*Callède et al.*, 2010]. La largeur de l'Amazone varie en basses eaux de 2 km près de la frontière Pérou-Brésil à 4 km près d'Óbidos avec des profondeurs moyennes de 10 à 20 m en basses eaux.

1.1.2 Caractéristiques de la plaine amazonienne

La pluie moyenne annuelle sur le bassin amazonien est de 4 460 mm. Le maximum de pluie est observé dans le nord du bassin (sous bassin du Rio Negro) aux alentours des mois de mai-juillet. Au sud du bassin, le maximum de précipitation est atteint durant les mois de décembre à mars. La figure 1.4 représente la climatologie du bassin en période « sèche », mois d'octobre à décembre, ainsi que l'occupation des sols dans la région sous la forme de 4 classes : forêt, *cerrado* (savane boisée densément arbustive), champs et cultures, et autres.

La plaine amazonienne est recouverte en majorité par de la forêt. Celle-ci est inondée de nombreux jours par an durant la période saison « humide », accompagnée d'une crue (mai-juin). Des lacs se forment ou s'accroissent en fonction de l'importance de la montée des eaux. Des surfaces allant de 90 000 km^2 à 300 000 km^2 dans la plaine peuvent être considérées comme des zones humides, car inondées toute l'année ou périodiquement [*Santos da Silva et al.*, 2012]. Elles sont nommées *várzeas*. D'après la convention de Ramsar [3], les zones humides sont « des étendues de marais, de fanges, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas

3. http ://www.ramsar.org/

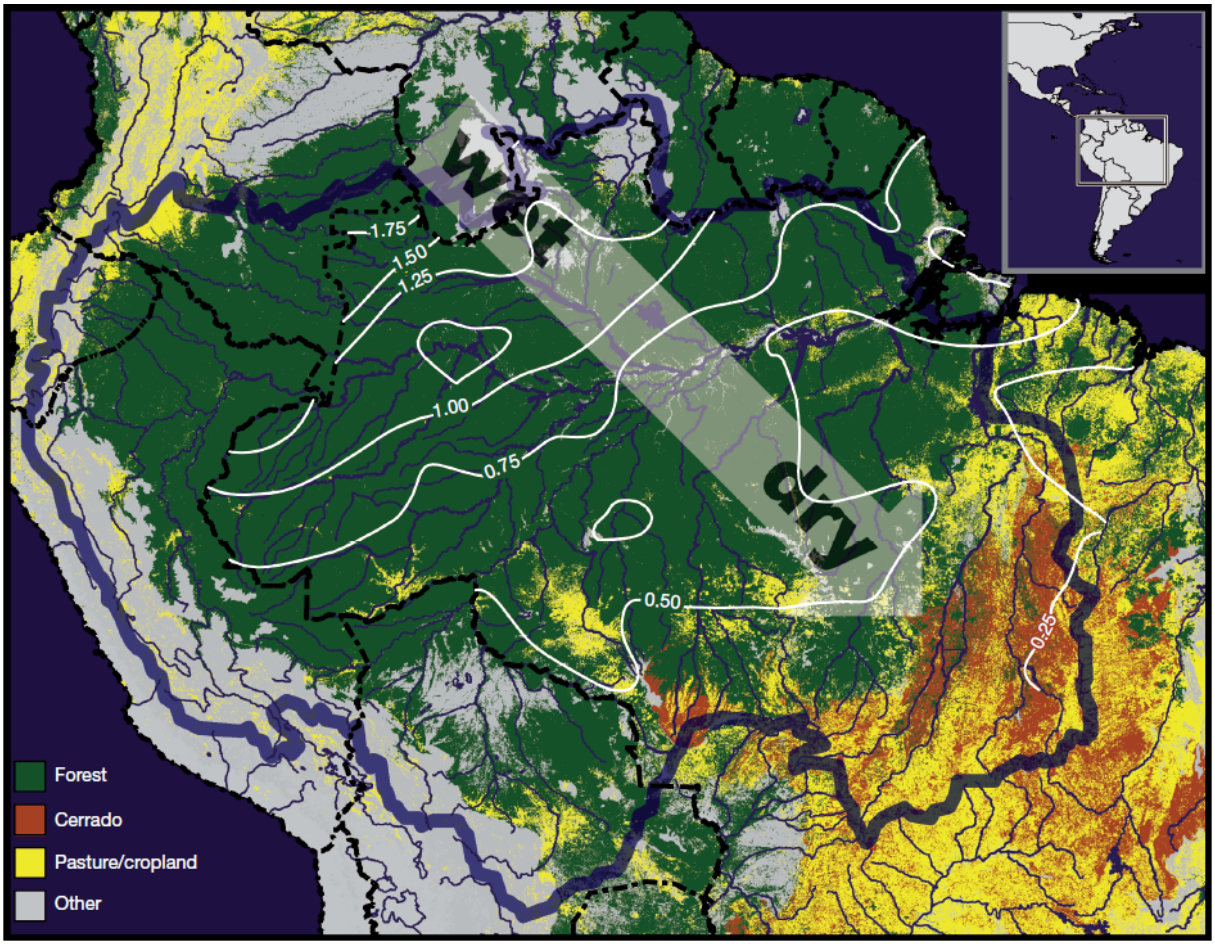


FIGURE 1.4 – Gradient climatique du bassin amazonien en période sèche [*Davidson et al.*, 2012]
bleu : contour du bassin ; noir : limites des états ; blanc : isolignes de la précipitation moyenne journalière sur la période sèche (mm)

six mètres. Les zones humides pourront inclure des zones de rives ou de côtes adjacentes à la zone humide et des îles ou des étendues d'eau marine d'une profondeur supérieure à six mètres à marée basse, entourées par la zone humide ».

Cette définition conduit la convention à résumer les zones humides en cinq catégories [*Barbier et al.*, 1997] :

- les estuaires : zones où les fleuves se jettent dans la mer et où les eaux ne sont ni douces ni salées
- le milieu marin : zones non soumis à l'influence fluviale, comme les littoraux
- le milieu riverain : zone où les sols sont périodiquement inondés, par exemple les forêts inondées.
- le milieu palustre : c'est-à-dire les zones où les eaux sont plus ou moins permanentes, comme les marais ou marécages
- le milieu lacustre : zone où les eaux sont quasi-stagnantes, telles que les lacs de cuvette ou les mares.

Les zones humides sont parmi les environnements les plus productifs du monde, en fournissant de l'eau et de la production primaire [*Barbier et al.*, 1997]. Elles permettent de réguler les ressources en eau grâce à leur grande capacité de stockage. Ainsi, elles permettent d'atténuer l'intensité des crues et restituer l'eau retenue en cas de sécheresse. Les zones humides sont importantes pour la végétation car elles piègent les sédiments. Elles jouent un rôle dans la stabilisation du littoral, la purification de l'eau et le

recyclage des nutriments. Les zones humides sont capables de moduler l'énergie de la surface et le bilan de l'eau, ce qui leur permet de jouer un rôle dans la stabilité climatique (processus d'évapotranspiration, émission de méthane et de dioxyde de carbone) [*Hamilton et al.*, 2002; *Hess et al.*, 2003].

1.1.2.1 Les plaines d'inondations

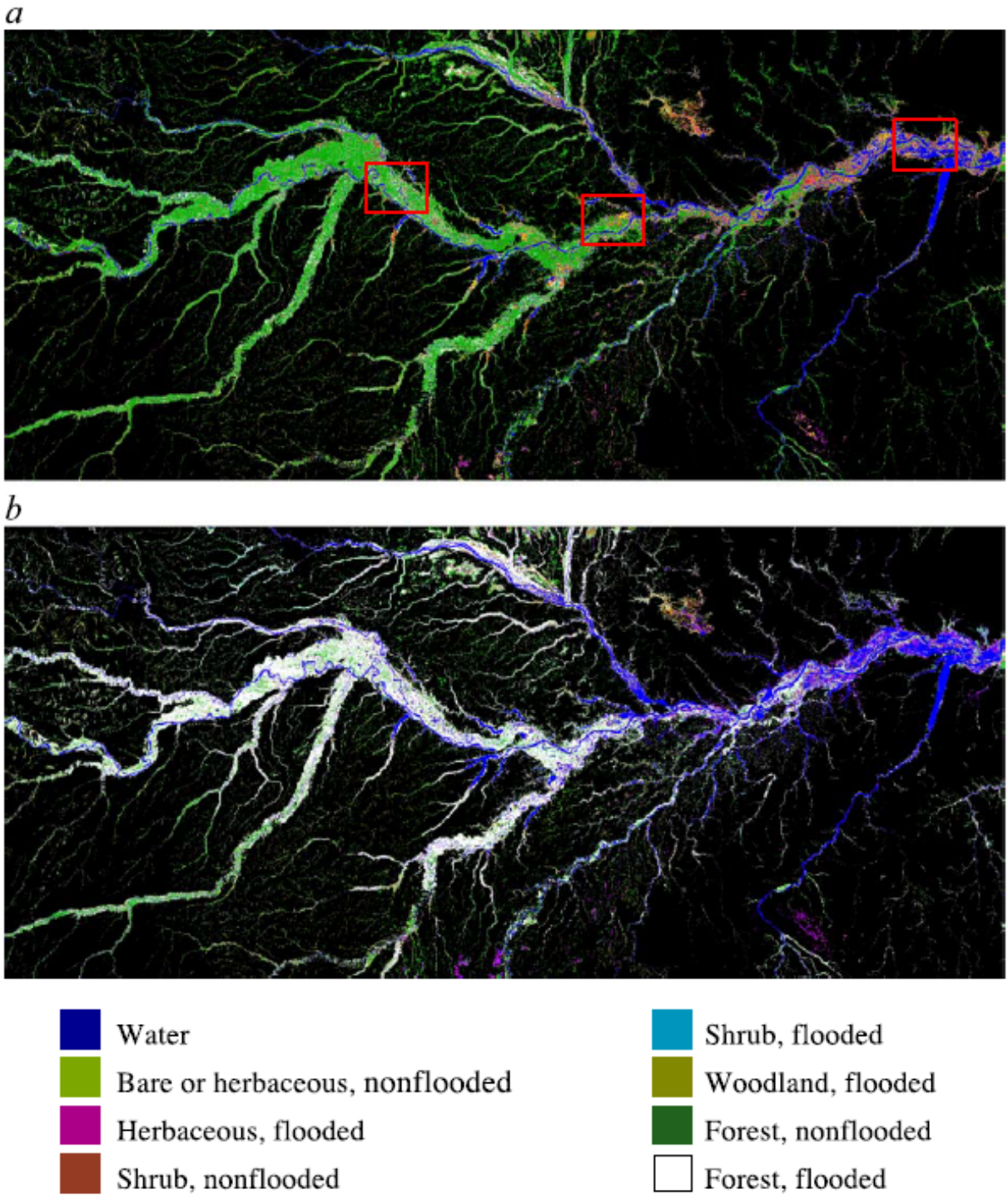


FIGURE 1.5 – Occupation des sols de la plaine amazonienne en période d'étiage (a) et de crue (b) [*Hess et al.*, 2003]

Les plaines d'inondation sont une composante importante du bilan hydrique de l'Amazone. *Alsdorf et al.* [2010] ont démontré que le volume d'eau stocké dans les plaines correspond à environ 5% du débit de l'Amazone. Sur l'ensemble des zones étudiées, l'eau stockée puis relâchée dans les plaines est de 285 km^3 par an (ce qui correspond à un débit 9 037 $m^3.s^{-1}$, soit 9 fois le Rhône).

Les méthodes de télédétection ont permis de mettre en place diverses classifications de l'occupation des sols du bassin amazonien. Ainsi, *Hess et al.* [2003] ont identifié les zones inondées durant les périodes de crue et d'étiage (figure 1.5). Les auteurs ont ainsi mis évidence l'inondation de la forêt en période de crue et identifié 4 classes : les herbacés, les arbustes, les régions boisées et la forêt.

En période de crue, le niveau du fleuve augmente de plus d'une dizaine de mètres. Les inondations produites par la montée des eaux couvrent une surface totale allant de 140 000 km² à 500 000 km² [*Seyler et al.*, 2009]. Cette estimation représente les variations saisonnières et souligne la limitation d'une surveillance des surfaces par les mesures in situ. Grâce à l'altimétrie radar, *Santos da Silva et al.* [2012] ont mis en évidence les échanges entre deux sous-bassins amazoniens : le bassin du Rio Negro et celui du Rio Solimões. Leur travail explique le phénomène dit de *repiquete*, deuxième pic d'inondation observé dans le bassin du Solimões. Il serait dû au régime des pluies équatoriales au niveau des affluents nords du Solimões, et entièrement déconnecté du phénomène similaire observé dans le bassin du Negro.

Le cycle hydrodynamique de nombreux lacs semble lié à la variation du niveau du fleuve Amazone . Ainsi, leur variabilité a pu être mieux comprise et reliée aux phénomènes d'inondation et de précipitation grâce aux mesures in situ mais aussi aux méthodes de télédétection spatiale. Le lac Calado, par exemple, est l'un des lacs les plus étudiés de la région [*Lesack and Melack*, 1995]. Bien que la surface inondée durant la période de hautes eaux (crue) soit de 2 km^2, la taille du lac augmente et il se retrouve relié à deux autres lacs de la plaine. À d'autres endroits, la zone d'inondation est si grande qu'elle correspond à un réseau de lacs et de canaux reliés les uns aux autres. C'est aussi le cas de la zone du Lago Grande de Curuai, zone de forêt inondée, qui est constituée d'au moins 30 lacs et de plusieurs canaux reliant la zone au cours principal. 77% des apports en eaux au Lago Grande de Curuai proviennent du fleuve Amazone, 9% seraient dus aux pluies et environ 10% au ruissellement, tandis qu'il semblerait que 4% proviennent d'échanges avec les eaux souterraines [*Bonnet et al.*, 2008]. Le temps de résidence de l'eau est d'environ 3 mois avant de retourner en grande partie dans le fleuve.

1.1.2.2 L'estuaire

Les estuaires correspondent à des zones de transition entre un fleuve et l'océan. Ils sont caractérisés par la possibilité de présence de la marée, et un gradient de salinité lié au mélange d'eau douce et d'eau salée. L'estuaire correspond à la portion de l'embouchure dans laquelle les effets de l'océan se ressentent, soit par la présence d'eau salée ou saumâtre, soit par la présence de la marée. Dans le cas de l'Amazone, l'estuaire représente une portion d'environ 1 000 km, distance de l'embouchure à Óbidos. L'embouchure de l'Amazone n'est pas clairement définie. L'Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), intitut brésilien de géographie et statistique, considère que le bassin amazonien ne comprend pas l'embouchure du Pará et que l'embouchure de l'Amazone est limitée l'île Marajó. Il a été néanmoins mis en évidence la présence d'échanges entre le fleuve Amazone et le Pará via les canaux de Breves [*Callède et al.*, 2010]. Dans le cas de notre étude, nous prenons en compte ces interactions et considérons en plus de l'embouchure de l'Amazone, celle du Rio Pará.

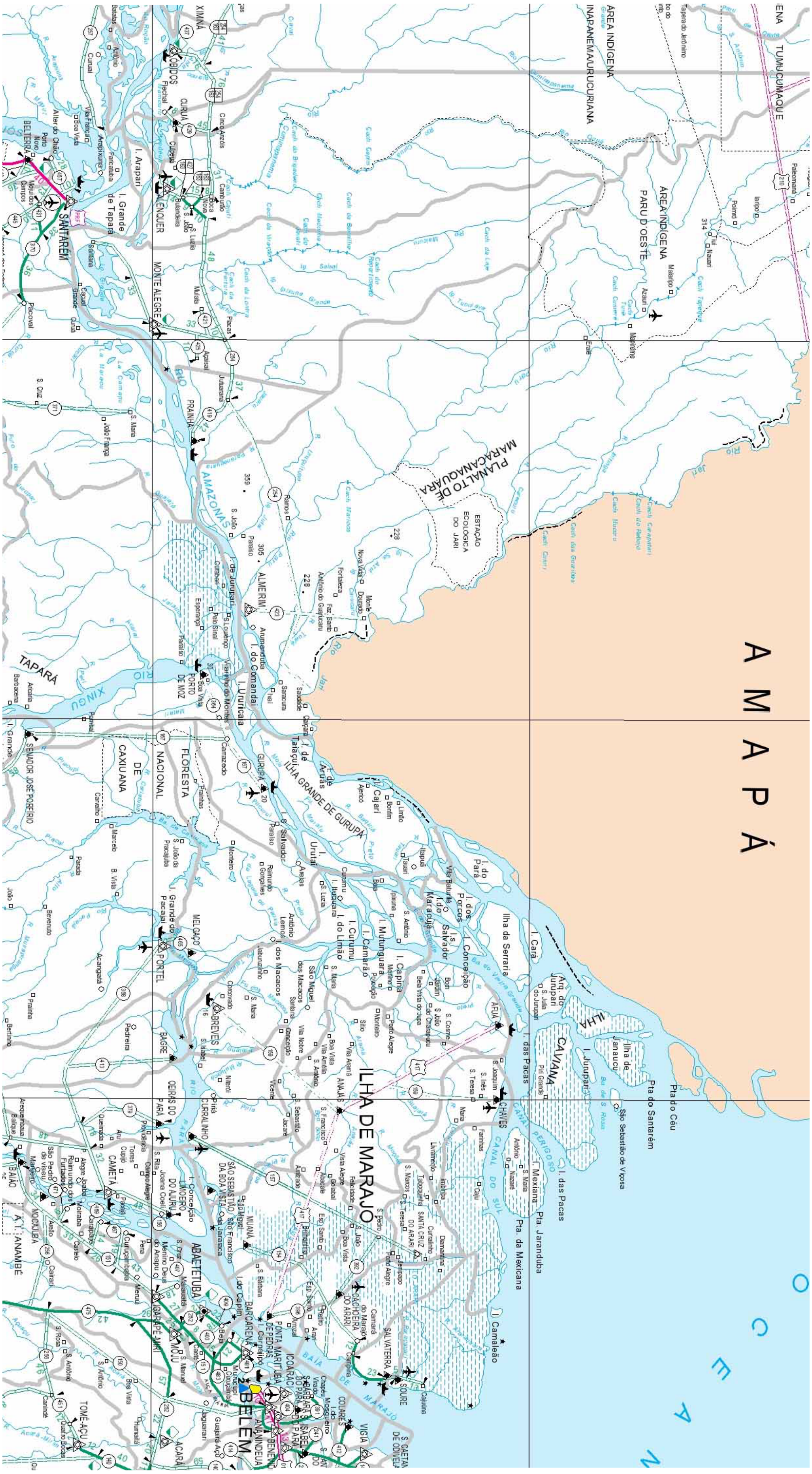


FIGURE 1.6 – Carte de l'estuaire amazonien, état du Pará *source IBGE*

La majorité des études sur le fleuve Amazone portent sur la section avale à Óbidos ou sur le plateau continental. La dynamique de l'estuaire est peu étudiée car les données in situ y sont rares. Les données spatiales sont peu utilisées car l'influence de la marée est importante dans la région et en conséquence elle impose sa variabilité spatiale et temporelle à la surface.

La marée joue un rôle important dans la dynamique des estuaires et des eaux côtières. Lorsque des mesures sont réalisées aussi bien avec des techniques in situ que spatiales, il est nécessaire de prendre en compte son interaction. La section suivante présente les généralités de la marée.

1.2 La marée

La marée est la variation du niveau de la mer due à l'action gravitationnelle de la Lune et du Soleil. Les mouvements de ces deux astres peuvent être calculés avec précision sur des périodes de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers d'années. L'un des buts principaux de l'étude des marées est la recherche des relations existantes entre le mouvement des astres et la réponse des océans à l'action de ces forces gravitationnelles afin d'établir des formules de prédiction. À ces mouvements se superposent des variations de hauteur d'eau d'origine météorologique, qui correspondent à la différence entre les hauteurs d'eau observées et la marée prédite.

1.2.1 La force génératrice de la marée

Soit P une particule de masse unité, et située à une distance d de l'astre perturbateur A (Lune ou Soleil) (cf. figure 1.7). Plusieurs forces vont agir sur P, en ne considérant qu'un seul astre :

- la force de gravitation de l'astre dirigée de P vers l'astre : $\overrightarrow{F_A} = G\frac{1\,M_A}{d^2}\overrightarrow{v}$ où G est la constante de gravitation, M_A la masse de l'astre
- la force de gravitation de la Terre dirigée de P vers le centre de la Terre : $\overrightarrow{F_T} = G\frac{1\,M_T}{a_T^2}\overrightarrow{t}$ où a_T est le rayon de la Terre et M_T sa masse.
- la force « centrifuge » due à la rotation de la Terre $\overrightarrow{F_C} = -1\,\omega^2 a_T\,\overrightarrow{t}$ avec ω la vitesse angulaire de rotation de la Terre.
  La pesanteur résulte de la somme entre la force de gravitation terrestre et la force centrifuge, $\overrightarrow{P_0} = \overrightarrow{F_T} + \overrightarrow{F_C}$
- la force d'inertie due à la translation de la Terre sur son orbite $\overrightarrow{\gamma}$, elle s'exerce sur tous les points de la Terre. Elle est égale en direction et grandeur à celle qui s'exerce au centre de la Terre, soit la force gravitationnelle exercée par l'astre sur l'élément de masse unité au centre de la Terre $\overrightarrow{F_{A/T}} = G\frac{M_A}{R^2}\overrightarrow{u}$

La force génératrice $\overrightarrow{F}$ de marée pour un seul astre est égale à $\overrightarrow{F_A} - \overrightarrow{F_{A/T}}$ soit $\overrightarrow{F} = GM_A\left(\frac{\overrightarrow{v}}{d^2} - \frac{\overrightarrow{u}}{R^2}\right)$

En utilisant la construction géométrique de Proctor, la force génératrice de marée devient en première approximation [*Simon and Gonella*, 2007] :

$$F = g\frac{M_A}{M_T}\left(\frac{a_T}{R_0}\right)^3\left(\frac{R_0}{R_A}\right)^3\sqrt{1+3\cos^2(\theta)}$$

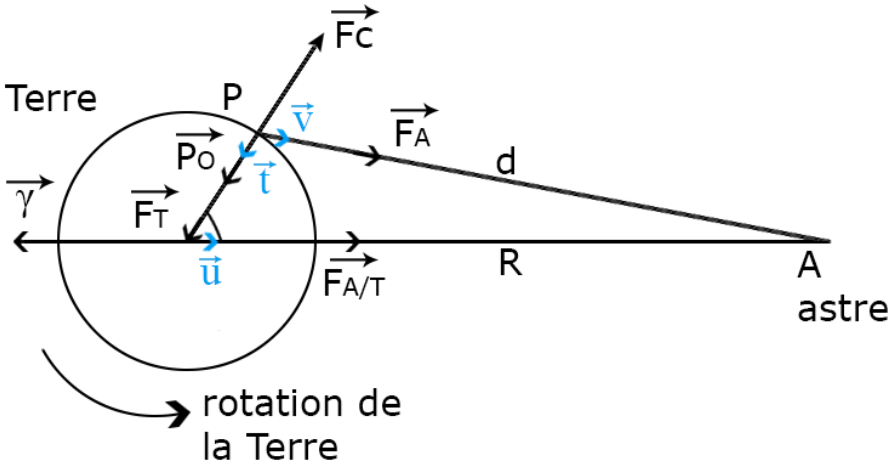


FIGURE 1.7 – Système Terre-Lune

où R_0 est la distance moyenne entre l'astre et le centre de la Terre et le rapport $\frac{R_0}{R_A}$ définit la parallaxe de l'astre.

L'ordre de grandeur de l'accélération liée à cette force est de 10^{-7} m s^{-2} aussi bien pour la Lune que le Soleil. En comparaison avec la pesanteur g, égale à environ 10 m s^{-2}, la force génératrice de la marée est très faible. Elle intervient surtout sur la composante horizontale.

1.2.2 La courbe de marée

La courbe de marée est la représentation graphique en fonction du temps, soit de la mesure de hauteur de l'eau, soit de la prédiction de hauteur de la marée. Elle est généralement obtenue à l'aide d'un marégraphe, la hauteur de l'eau est relevée toutes les 15 min, 30 min ou toutes les heures. L'échantillonnage temporel doit être suffisamment fin pour ne pas observer le phénomène d'*aliasing* (figure 1.8). Cet effet apparaît lorsqu'un signal périodique (courbe bleue de la figure 1.8) est échantillonné à une période longue (points noirs de la figure 1.8). Il en résulte que le signal obtenu (courbe rouge) n'a pas la même période que le signal initial.

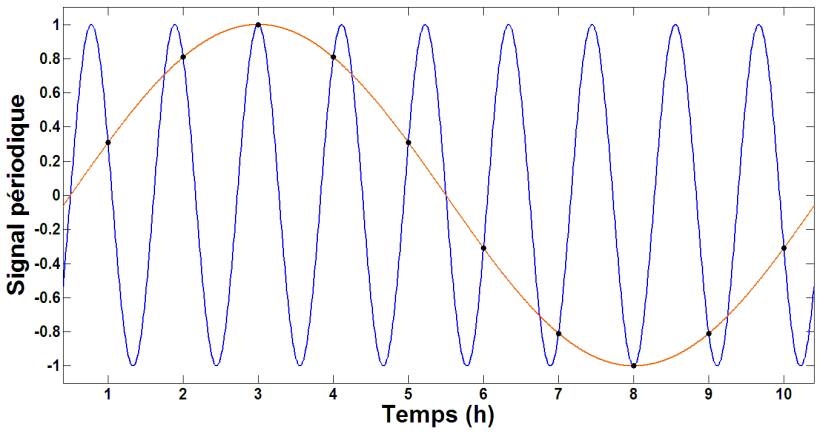


FIGURE 1.8 – Exemple d'*aliasing*

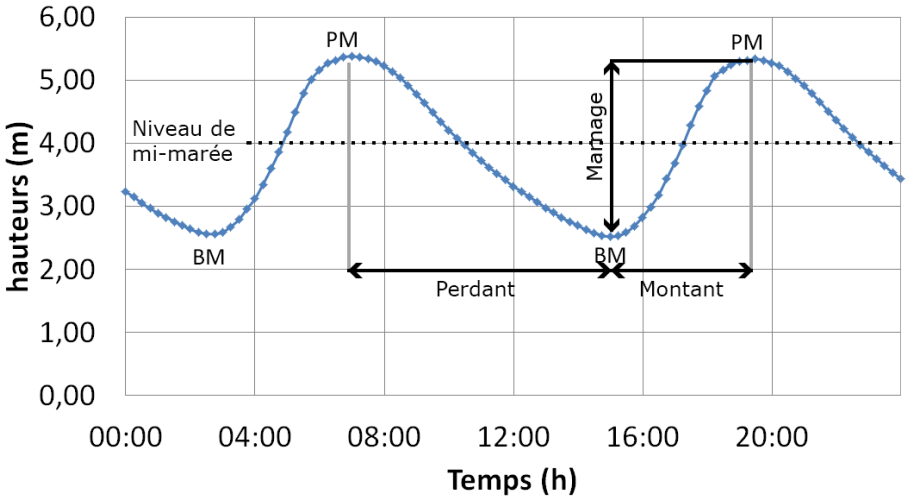


FIGURE 1.9 – Courbe de marée du 29/09/2000 à Porto do Santana, Brésil

La figure 1.9 représente une courbe de marée obtenue à la station marégraphique de Porto do Santana (Brésil, près de Macapa, cf. carte 4.5) le 29 septembre 2000. Sur cette courbe sont présents deux maxima et deux minima, respectivement « pleine mer » (PM) et « basse mer » (BM). Le passage de la pleine à la basse mer s'appelle le « reflux » ou « perdant », tandis que le passage de la basse à la pleine mer est nommé le « flux » ou « montant ». La différence de hauteurs entre la PM et la BM correspond au marnage. Le marnage n'est pas fixe, la différence entre les deux extrema varie en fonction de la position de la Lune. Le minimum de marnage correspond à la période de « mortes-eaux », celle de maximum de marnage aux « vives-eaux » [*Simon and Gonella*, 2007].

1.2.3 Les caractéristiques spectrales

Le spectre de la marée est une représentation du signal de la marée. Il représente l'amplitude ou l'énergie, en fonction de la période, ou fréquence, du signal analysé.

Le signal de marée a une allure périodique qui se prête bien aux analyses par transformée de Fourier. La hauteur de la marée h(t) à l'instant t au-dessus de son niveau moyen peut s'écrire sous la forme d'une somme de composantes i :

$$h(t) = \sum_i h_i \cos\left(V_i(t) - \kappa_i\right)$$

où h_i est l'amplitude, V_i l'argument (fonction de t) et κ_i est le déphasage, ou encore appelé situation de l'argument. L'argument est soit un argument astronomique, soit une combinaison d'arguments astronomiques.

L'analyse harmonique de la marée permet d'extraire les différentes composantes du signal. Les tableaux issus du livre de *Simon and Gonella* [2007] récapitulant les composantes sont placés en annexe A. Les composantes peuvent être séparées en plusieurs catégories chacune séparée en sous-catégorie, solaire ou lunaire :

- les longues périodes : ondes de période annuelle, semi-annuelle, mensuelle ou bimensuelle
- les diurnes : ondes dont la période est de l'ordre de la journée, un maximum et un minimum par jour. Elles sont différentiables par le nombre 1 dans leur nom.

- les semi-diurnes : ondes de période aux alentours de 12 h, deux PM et BM sont observées. L'onde *M2*, semi-diurne lunaire de période 12,41 h, est l'onde dominante sur nos côtes. L'onde *S2*, de période 12h, est la composante solaire.
- les tiers-diurnes : ondes de période aux alentours de 9 h ; leur nom contient le chiffre 3
- les quart-diurnes : ondes de période de l'ordre de 6 h ; par exemple, *M4*, onde quart-diurne lunaire, a une période 6,21 h.

Au niveau de l'embouchure de l'Amazone, il a été observé que l'onde semi-diurne *M2* domine sur le plateau et son amplitude diminue au fur et à mesure qu'elle pénètre dans le fleuve [*Beardsley et al.*, 1995]. Une étude menée par *Gallo and Vinzon* [2005] a montré l'apparition d'une onde semi-mensuelle à l'intérieur du fleuve, *Msf*. D'après les auteurs, elle serait due à une combinaison entre les ondes *M2* et *S2* et liée à la présence du débit.

Deux forces dominent au niveau de l'estuaire : celle qui provient de l'océan, la marée et celle liée au débit du fleuve. Afin d'évaluer l'apport de la mission Surface Water and Ocean Topography (SWOT), il faut modéliser la zone d'étude. Un des paramètres nécessaire est le débit.

1.3 Le débit

Le débit Q est une mesure de volume d'eau V qui s'écoule à un instant t donné : $Q = V/t$. Il est relié à la vitesse d'écoulement v par la surface S de la section traversée : $Q = Sv = \bar{H}Lv$ où L est la largeur du fleuve et $\bar{H}$ la profondeur moyenne.

En supposant que la largeur du fleuve est constante, le débit est relié à l'élévation de la hauteur par $\bar{H}$ et à la vitesse d'écoulement. Pour un débit donné, si la surface augmente, la vitesse diminue. Si la vitesse est supposée constante, l'augmentation de l'élévation du fleuve entraîne une augmentation du débit. Les courbes de tarage sont basées en partie sur cette hypothèse. Il s'agit de relier le débit aux élévations. Pour une station in situ, une mesure de débit est réalisée et l'élévation du niveau d'eau relevée.

La figure 1.10 représente la courbe de tarage à Óbidos utilisée par l'ANA. Les points représentent les mesures réalisées à différentes dates durant la période du 1er mai 1967 au 31 janvier 2008. La courbe correspond à la relation qui représente au mieux la relation débit – élévation. La dispersion des points est grande surtout pour les débits compris entre 150 000 et 200 0000 $m^3.s^{-1}$, où il peut y avoir une différence de hauteur de 3,5 m pour un même débit. Ces différences peuvent être réellement observées, être liées à la saison (crue, étiage) ou alors être issues d'une erreur de mesure.

Bien que contenant des incertitudes, l'emploi des courbes de tarage reste la méthode la plus utilisée. Les mesures de hauteur sont plus faciles à mettre en place et à réaliser que les mesures de courant ou de débit. Lorsque la mesure de hauteur du fleuve est faite dans une zone sans aucune influence de la marée, il est simple de réaliser une courbe de tarage. Les courbes de tarage varient en fonction du fleuve mais aussi selon la section du fleuve. De manière générale, chaque station de mesure a sa propre courbe de tarage.

La figure 1.11 représente deux courbes de tarage pour la station située à Manacapuru. Cette station est située en amont de Manaus avant la rencontre avec le Rio Negro. Les valeurs de débit mesurées sont

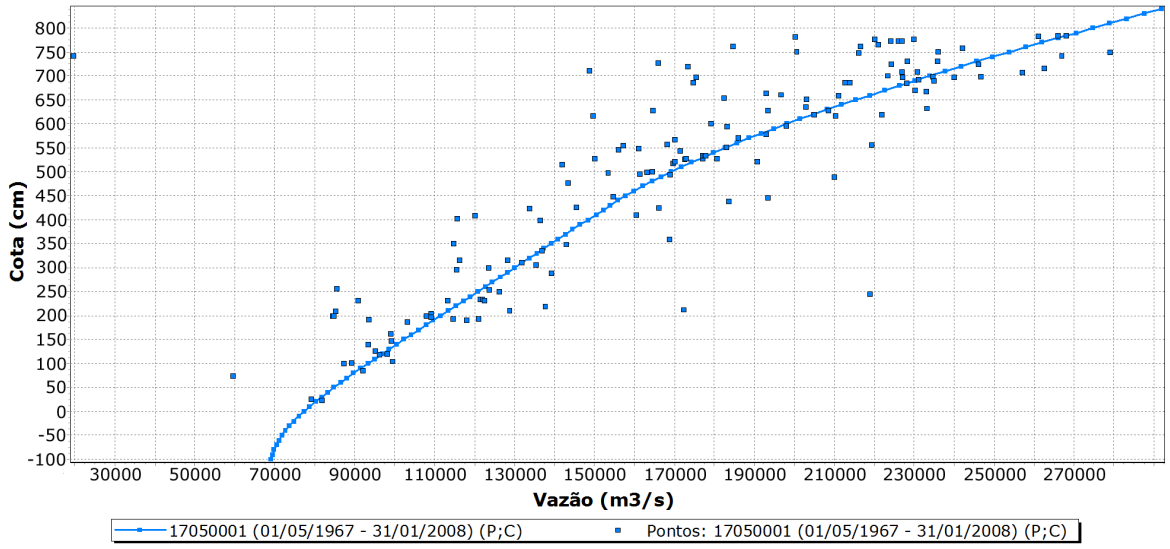


FIGURE 1.10 – Courbe de tarage de l'ANA à Óbidos

plus faibles qu'à Óbidos car le Rio Negro n'est pas inclus à ce niveau. Par contre, les hauteurs mesurées sont plus grandes. Cette information confirme que les règles ne sont pas comparables directement car le niveau zéro n'est pas le même. Elles n'ont pas le même référentiel. De même, la forme générale de la courbe n'est pas la même pour la station située à Óbidos et celle située à Manacapuru. L'équation d'une courbe de tarage obtenue à une station ne peut pas être généralisée à toutes les stations du fleuve. La courbe verte est obtenue avec des mesures réalisées sur la période décembre 1996 – octobre 2006, tandis que la courbe bleue est obtenue avec des données de la période janvier 1999 – janvier 2008. Les deux courbes sont très proches mais présentent quelques différences. Pour une élévation donnée de 1,2 m, le débit correspondant est 88 750 $m^3.s^{-1}$ (bleue) ou 86 250 $m^3.s^{-1}$. La différence entre les deux est de 2 500 $m^3.s^{-1}$, ce qui est faible comparée aux valeurs (environ 3% en relatif). Cependant, cette différence correspond à l'équivalent de deux Rhône en termes d'apport d'eau. De même, si nous nous intéressons aux mesures in situ qui ont permis la construction de cette courbe. Les mesures de débit obtenues sont aux alentours de 100 000 $m^3.s^{-1}$, soit une différence de presque 20%.

Dans les zones sensibles à la marée, la relation entre le débit et la hauteur mesurée varie et forme une ellipse au cours de la journée (figure 1.12) [*Kosuth et al.*, 2009]. Pour réaliser la figure 1.12, plusieurs mesures de débit ont été réalisées au cours de la journée. Dans le cas présenté, le débit diminue de 7h30 à 12h (période de perdant) tandis que le niveau de la surface augmente puis le débit augmente jusqu'à atteindre la valeur initiale. Il est important de noter que l'augmentation de la hauteur de la surface n'entraîne pas une augmentation du débit.

Bjerklie et al. [2003] ont évalué les capacités des méthodes spatiales pour l'estimation du débit à partir d'environ 1 000 mesures in situ de débits. Ils ont ainsi proposé et évalué 5 modèles différents de calcul de débit à partir de données issues de plateformes satellites :

- Modèle 1 : $Q = c_1 W^a Y^b S^d$
- Modèle 2 : $Q = c_2 W^e V^f S^g$
- Modèle 3 : $Q = c_3 W^e V^f$
- Modèle 4 : $Q = c_4 W_m^g Y_m^h S^i Y^j$
- Modèle 5 : $Q = c_5 W_m^k Y_m^l S^m W^n$

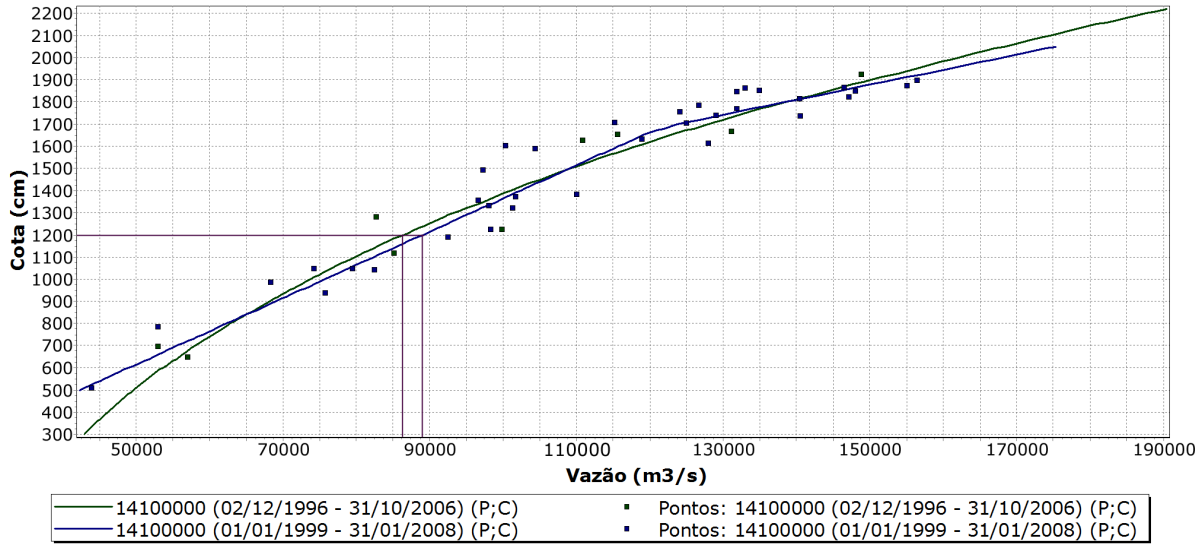


FIGURE 1.11 – Courbe de tarage de l'ANA à Manacapuru

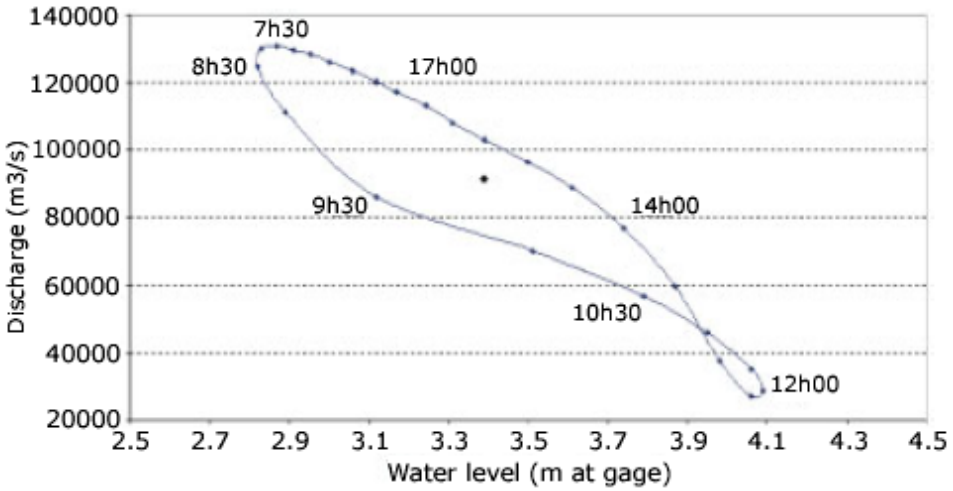


FIGURE 1.12 – Débit en fonction de l'élévation à Almeirim le 07/10/1998 *[Kosuth et al., 2009]*

Où W correspond à la largeur de la section (m), W_m la largeur maximale ; V est la vitesse moyenne (m/s) ; S la pente de la surface (m/m) ; Y la profondeur moyenne (m), Y_m la profondeur maximale. Les paramètres $c_1 ... c_5$ et exposants $a, b, ... n$ sont des paramètres réels établis expérimentalement.

Durant sa thèse, *Negrel* [2011] a abordé cette difficulté qu'est la mesure de débit sans contact. L'idée est de mettre en place un modèle qui ne nécessite aucune mesure in situ, et n'aurait besoin que de données issues de la télédétection spatiale. Le modèle dépendrait de la vitesse de surface, de sa hauteur, de la pente de la ligne d'eau et de la largeur des cours d'eau. Cette méthode nécessite néanmoins une estimation de paramètres hydrauliques de la section du fleuve : la côte du fond, la pente du fond, le paramètre de forme du profil vertical de vitesse et la rugosité du fond.

Dans le cas de la mission SWOT, les données fournies seront pour un fleuve donné : la pente, les hauteurs d'eau et la largeur du fleuve. Les modèles les plus facilement applicables à première vue seront les modèles 1, 4 et 5 proposés par *Bjerklie et al.* [2003] et *Bjerklie et al.* [2005].

La suite de ce chapitre est dédiée aux différents outils mis en place pour étudier le bassin amazonien et en particulier estimer les débits. Pour plus de détails concernant les différentes méthodes de mesure du débit, le lecteur est invité à lire le premier chapitre de thèse de *Negrel* [2011].

1.4 Les méthodes de mesures in situ

Plusieurs types d'instruments de mesures in situ sont utilisés pour surveiller, contrôler les eaux de surface, et alimenter les modèles météorologiques ou de prévisions des crues. Seules seront présentées les méthodes utilisées pour estimer les élévations et les débits dans le bassin amazonien. Les techniques utilisées dans d'autres bassins ne sont pas décrites. De même que les données pluviométriques et d'humidité ne sont pas abordées dans ce manuscrit.

1.4.1 Les profileurs de courant à effet Doppler (ADCP)

1.4.1.1 Principe

Les ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) sont de loin les instruments les plus utilisés durant les campagnes de mesures scientifiques destinées à mesurer les vitesses de courant aussi bien en hydrologie continentale qu'en océanographie. Ces appareils sont très utiles car non seulement ils fournissent des valeurs de courant, mais aussi le débit et la bathymétrie.

FIGURE 1.13 – ADCP
http ://www.rdinstruments.com/

L'ADCP doit être dans l'eau afin de transmettre et mesurer les impulsions sonores. Il est composé de 3 à 4 faisceaux et d'une boussole pour déterminer les différentes composantes (u,v,w) de la vitesse de courant. L'appareil émet des impulsions. Elles sont réfléchies ou renvoyées en écho par les petites particules ou bulles en suspension dans l'eau qui se déplacent, produisant ainsi un décalage dans le son transmis qui permet de calculer la vitesse (effet Doppler). Il est supposé que la vitesse de déplacement des particules, ou bulles d'air, est égale à celle du courant. Pour chaque faisceau, les vitesses de plusieurs particules situées à différentes profondeurs sont mesurées, puis moyennées afin d'obtenir une vitesse moyenne dans une direction.

La précision de la mesure sera liée aux conditions expérimentales et surtout au référentiel choisi pour faire la mesure. Les données brutes sont dans un format lisible à l'aide du logiciel du constructeur. C'est ce même logiciel qui permet l'enregistrement et le prétraitement des données.

En ce qui concerne les ADCP utilisés dans le bassin amazonien (de la société Teledyne RD Instruments), il y a trois modes de références pour réaliser les mesures et les interpréter : Bottom Track (BT), GGA et None.

- La référence BT : L'appareil se base sur la mesure faite au fond, il suppose la vitesse du fond comme nulle. Cette option est à privilégier lorsqu'un échobathymètre est présent, car sa mesure est moins sensible à la mobilité du fond. Si l'utilisateur choisit de réaliser les mesures sans échobathymètre et en gardant le mode BT, il faut que le fond soit non mobile ou non chahuté.

- La référence GGA : L'ADCP se base sur la position du bateau fournie par le GPS, il utilise comme référence la vitesse du bateau. Il est indispensable d'avoir un GPS connecté pour ce mode, dans le cas contraire l'option n'est pas proposée. Cette référence est utile lorsque le fond est mobile ou très chahuté et qu'il n'y a pas d'échobathymètre. La valeur de débit qui en résulte dépend de la direction de navigation. La trajectoire du bateau doit être la plus rectiligne possible. Pour obtenir une valeur de débit correcte, les techniciens de la CPRM (service géologique du Brésil) calculent la moyenne des débits obtenus dans chaque sens (est-ouest et ouest-est par exemple) puis la moyenne de deux moyennes obtenues. C'est cette dernière valeur qui est considérée.
- La référence None : L'utilisateur décide de ne pas choisir de référence, le logiciel se repère par rapport à la vitesse estimée à l'aide de la boussole. Ce type de référence est utilisée lorsqu'aucun des deux autres instruments n'est présent.

L'idéal est d'avoir un GPS et un échobathymètre. La comparaison des débits moyens obtenus avec les références BT et GGA sert de critère quant à la mobilité du fond. Si les deux valeurs sont semblables, c'est-à-dire la différence entre les relevés de débit est inférieure à 1%, le fond du fleuve est considéré comme stable et il n'est pas nécessaire de réaliser de corrections. Par contre, si la différence entre les deux est supérieure à 1%, alors le fond bouge. Il faut alors réaliser une correction, pour cela l'utilisateur réalise un huit ou une boucle avec l'appareil, qui permet d'obtenir la vitesse d'avancement du fond. Ensuite, une correction est faite à partir de cette valeur [*Mueller and Wagner*, 2006]. Cette technique est peu utilisée sur le terrain car difficile à réaliser correctement, à cause des courants, le bateau ayant tendance à dévier de sa trajectoire et à ne pas revenir exactement au point initial du huit.

1.4.1.2 Avantages et inconvénients

Le grand avantage de cet instrument est qu'il fournit plusieurs informations en même temps : la bathymétrie (en mesurant jusqu'au fond), la vitesse du courant et le débit.

Néanmoins la référence utilisée peut jouer un rôle important. L'opérateur fournit souvent la valeur de débit final mais n'indique pas le référentiel choisi ni n'explique son choix. L'erreur de mesure n'est pas connue et les résultats de la calibration ne sont pas toujours fournis. L'annexe B est un exemple de méta-données obtenu en calibrant un ADCP du constructeur Teledyne RD Instruments.

La mesure est sensible à la trajectoire du bateau et il est difficile de manoeuvrer avec un fort courant. Lorsque l'eau est très chargée en sédiments ou qu'il y a trop de remouds, il arrive que l'instrument « décroche » c'est-à-dire qu'il ne mesure plus jusqu'au fond.

Durant le mois de mai 2010, une campagne de mesures dédiée à la bathymétrie a été mise en place. Nous disposions d'un ADCP et d'un échobathymètre prêtés par l'ANA, de deux antennes GPS (IRD) et deux petits GPS portables (IRD).

1.4.2 Campagne terrain réalisée en mai 2010

En mai 2010, j'ai participé à deux campagnes terrain sur l'Amazone avec M. Calmant (IRD LEGOS). Je devais ensuite récupérer les bases de données de l'ANA sur ma zone d'étude et rencontrer M. Cochonneau (IRD GET) pour obtenir les mesures réalisées dans le cadre de l'observatoire de recherche en environnement ORE–HyBAM [4] (Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération

4. http ://www.ore-hybam.org/

et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone). La première campagne était faite dans ma zone d'étude, la partie du fleuve sensible à la marée, la deuxième sur le Rio Madeira. La deuxième ne sera pas décrite ci-dessous, il s'agissait d'une campagne de nivellement de règles. Le principe consiste en la mesure de la position verticale des règles puis à les calibrer par rapport à un géoïde de référence pour que leurs valeurs soient comparables aux données satellites.

1.4.2.1 Objectifs et mise en place

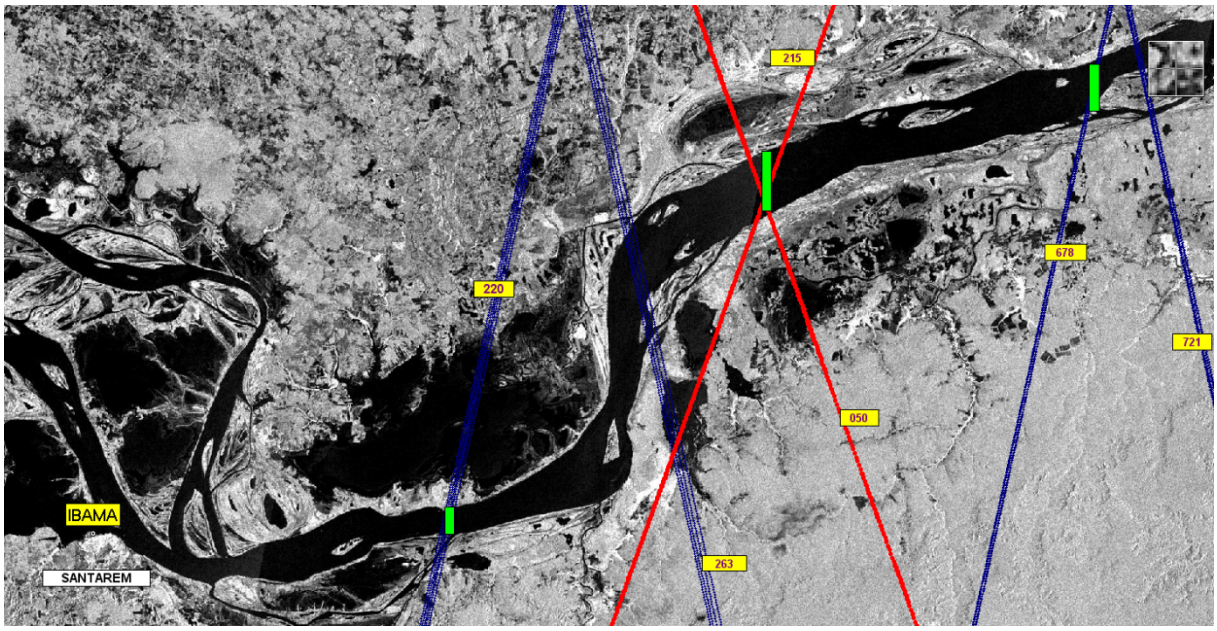


FIGURE 1.14 – Carte de la campagne de mesure, image JERS–1. Vert : mesures de débit ; Bleu : traces Envisat (avec le numéro correspondant) ; Rouge : traces Jason (avec le numéro correspondant)

L'objectif initial de la première mission était de réaliser des relevés bathymétriques sur le tronçon allant de Santarem à Almeirim. La campagne de mesure était réalisée par M. Calmant, un ingénieur de l'Âgencia Nacional da Àguas (ANA), un technicien de la CPRM et moi-même. Elle était financée en partie par l'ANA : location du bateau, mise à disposition d'une partie du matériel (ADCP et échobathymètre). Pour le personnel de l'ANA, l'objectif était de tester le nouvel ADCP que l'agence venait d'acquérir. Nous avions apporté deux antennes GPS *Trimble* appartenant à l'IRD ainsi que deux petits GPS portables.

La personne responsable de l'équipement ne voulait pas naviguer le long du fleuve avec l'ADCP ou l'échobathymètre à l'eau. Il ne nous a autorisé qu'à réaliser des mesures de débits, ce qui a compromis le but initial de la mission. Étant dans une zone sous influence de la marée, il a été décidé de réaliser des transects sur 3 zones pendant 12 h.

Sur la figure 1.14 les trois zones où furent réalisés les transects sont indiqués en vert. Les traces bleues correspondent aux traces du satellite Envisat, les rouges aux traces du satellite Jason-2.

Avant notre départ, un GPS a été placé au dessus du toit d'un bâtiment appartenant à l'Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) à Santarem (figure 1.15a). Il s'agit de l'institut chargé de l'environnement et des ressources naturelles renouvelables. Un autre a été fixé sur le bateau, le courant étant fourni par le bateau (figure 1.15b). Ces deux GPS devaient nous

permettre d'obtenir une meilleure précision de positionnement. Malheureusement, il est survenu une coupure d'électricité au niveau du bâtiment durant le weekend et la batterie n'est pas prévue pour tenir plus de 24h.

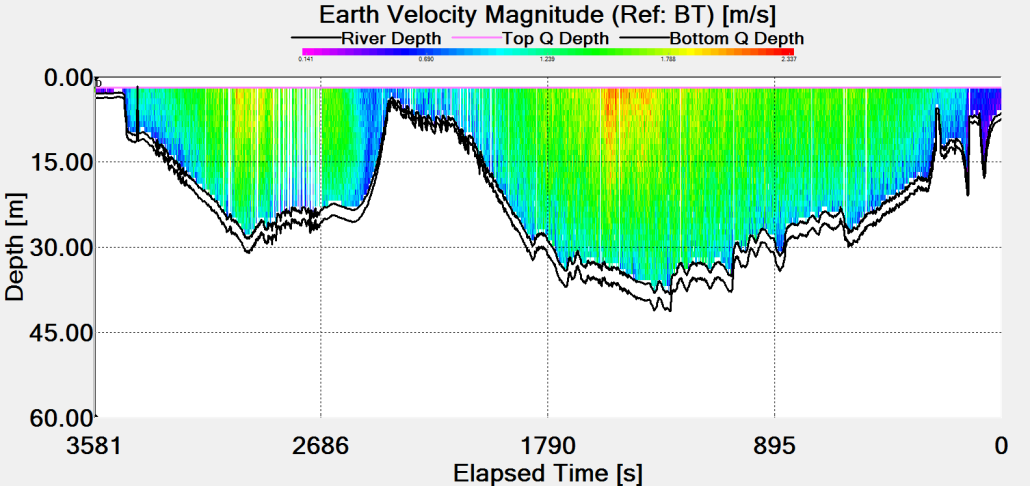
(a) GPS sur le toit de l'IBAMA (b) GPS fixé sur le bateau

FIGURE 1.15 – Positions des GPS

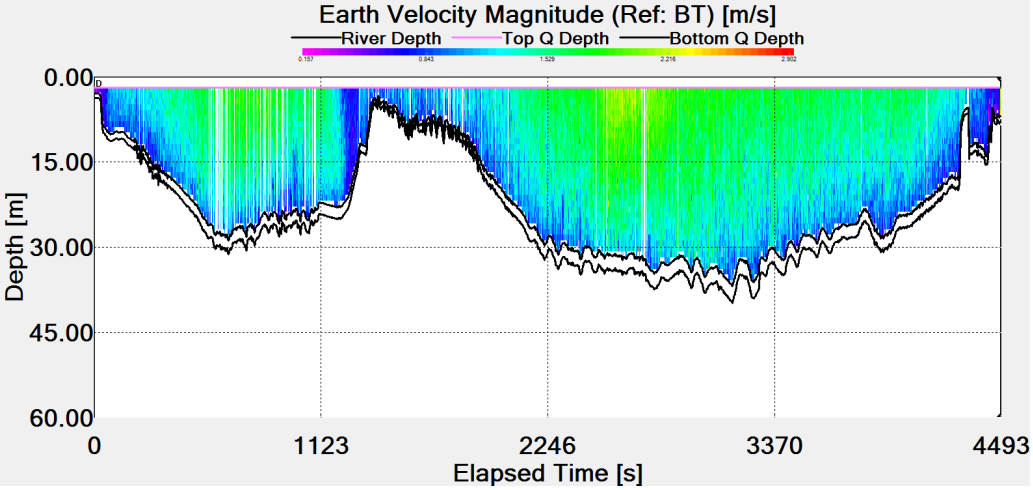
1.4.2.2 Les mesures

Il nous a fallu une journée pour arriver au niveau de la trace la plus en aval, proche de Prainha. Les séries de transects se sont déroulées les trois jours suivants : 8, 9 et 10 mai 2010. Nous avions la possibilité de choisir les références BT ou GGA car nous disposions d'un GPS et d'un échobathymètre.

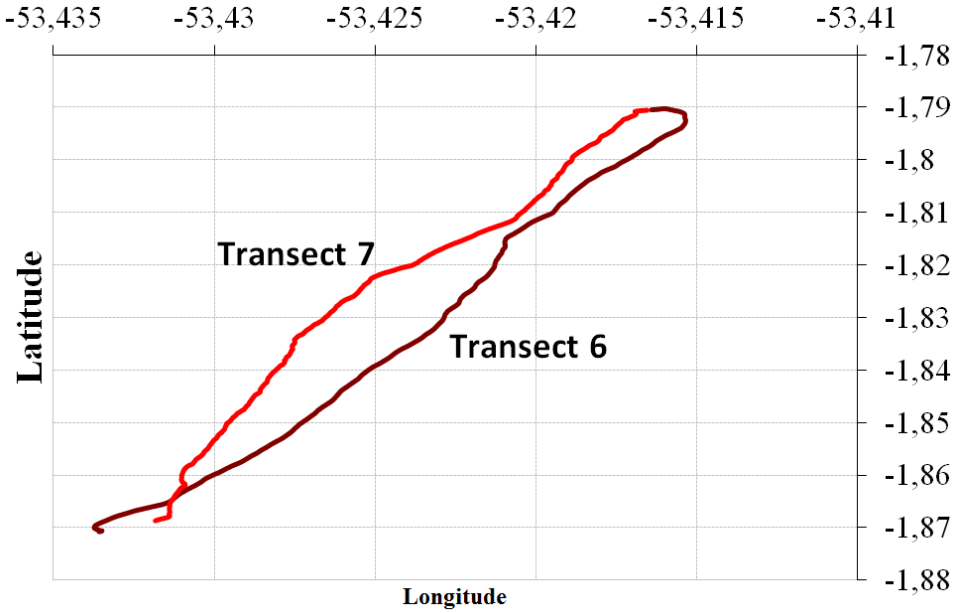
Les figures 1.16a et 1.16b représentent les sorties sous le logiciel WinRiver de deux transects (6 et 7) effectués l'un après l'autre le 8 mai 2010, sous la trace 678 de l'altimètre d'Envisat. Les deux transects sont très semblables, et les valeurs de débit obtenues sont proches : 227 123 $m^3.s^{-1}$ pour le transect 6 et 230995 $m^3.s^{-1}$ pour le septième dans la référence BT. Les valeurs de vitesse sont assez proches et la bathymétrie du fleuve est la même dans les deux cas. Le lit présente deux chenaux : un majeur et un mineur, le fond n'est pas lisse. Les graphiques indiquent deux fonds : le premier représente le fond mesuré par l'ADCP, sa limite pour mesurer le débit ; le deuxième correspond au fond détecté mais l'instrument n'est pas capable d'estimer la vitesse jusqu'à ce niveau. La différence entre les deux fonds est de 2 m environ. Il initie d'ailleurs ses mesures qu'à partir d'une profondeur comprise entre 1 et 2 m. La vitesse moyenne de flux est de 1,3 $m.s^{-1}$ avec un maximum de 2 $m.s^{-1}$ au niveau de la surface du chenal principal. Un gradient de vitesse est observable : la vitesse diminue en allant vers le fond et les « parois » du fleuve. Les différences observées entre les deux transects sont liées en partie à la différence de trajectoire (figure 1.16c). Il n'est pas aisé de naviguer perpendiculairement au courant.



(a) Transect numéro 6 : amplitude de la vitesse m/s



(b) Transect numéro 7 : amplitude de la vitesse m/s



(c) Trajets des transects 6 et 7

FIGURE 1.16 – Transects réalisés le 8 mai 2010 de mesures au niveau de la trace 678 d'Envisat

Il arrive que l'ADCP « décroche », c'est-à-dire qu'il ne peut plus acquérir de mesures. Cela peut se

produire en cas de forts courants ou d'une forte concentration en sédiments (figure 1.17). Durant les mesures effectuées le 10 mai 2010 au niveau de la trace 220 d'Envisat, un décrochage systématique était observé en milieu de section. Le décrochage est caractérisé par la présence de trous au niveau de la mesure ADCP. D'après l'opérateur de l'ANA, il était dû à l'apport en sédiment du Curua (rivière située au sud cf. carte 1.6).

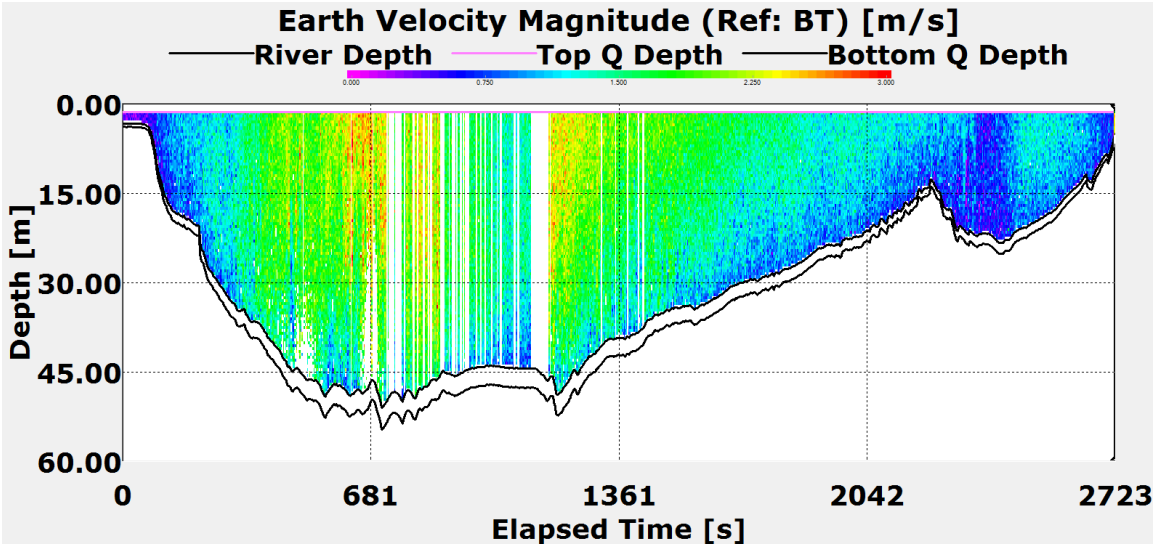


FIGURE 1.17 – Transect réalisé le 10 mai 2010

La seule règle à disposition pour les mesures est celle située à Santarem. Au niveau de la deuxième série de mesures, l'élévation estimée à l'aide de Jason–2 est de 7,20 m le 4 mai 2010 et 7,17 m le 14 mai 2010 [5]. À Santarem, l'élévation obtenue ce jour là est de 5, 74 m via la règle de l'ANA (figure 1.18). Le graphique 1.18 représente les élévations mesurées à Santarem, il s'agit de la moyenne des mesures effectuées à 7h et 17h en heure locale. Dans les deux cas, les élévations n'ont pas beaucoup varié. La présence de la marée n'est pas détectable avec une seule mesure journalière. Cependant, étant donné la stabilité des valeurs, il est possible que durant la période de la campagne, correspondant à une période de crue, la marée influait peu.

La référence choisie pour les estimations de débit est importante. La figure 1.19a présente les valeurs obtenues durant la deuxième série de mesures non loin de Prainha, sous la trace de Jason 2. Les valeurs obtenues avec la référence BT sont proches de 234 000 $m^3.s^{-1}$ pour les six premières sections. La section numéro 7 et la dernière (9) surestiment le débit à 262 000 et 272 000 $m^3.s^{-1}$ respectivement. Dans le cas de la neuvième section, la surestimation peut être due à la différence de trajet par rapport aux autres sections. En effet, comme le montre la figure 1.19b, la neuvième trajectoire s'éloigne du trajet initial, le bateau parcourt plus de distance, et en estimant la trajectoire idéale le logiciel peut être induit en erreur. Si la référence choisie pour calculer les débits est la GGA, les valeurs obtenues fluctuent entre 198 000 et 242 000 $m^3.s^{-1}$. Il est possible que ces variations soient liées au fait que l'ADCP n'ait pas été calibré pour les mesures. Un violent orage étant survenu, les séries ont été interrompues pendant 2h. L'ingénieur en charge a estimé qu'il n'était pas nécessaire de recalibrer l'appareil pour un arrêt d'une heure. L'autre raison pourrait être la grande quantité de sédiments présents dans le fleuve. L'eau étant très chargée en particules, l'ADCP a des difficultés à faire les mesures jusqu'au fond sans l'aide du repère fourni par l'échobathymètre.

5. http ://www.ore-hybam.org/index.php/eng/choixstation/svirtdisplay

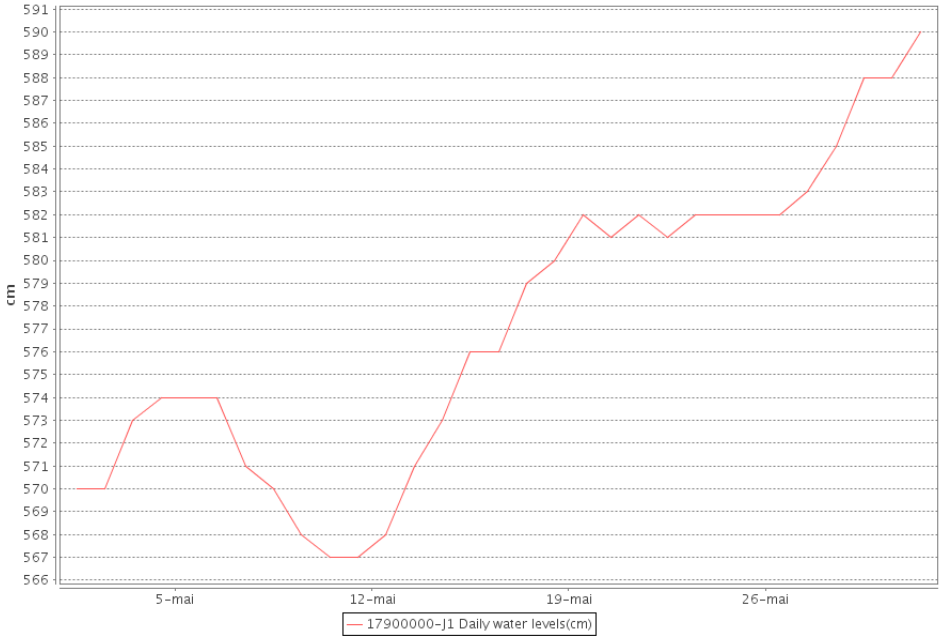
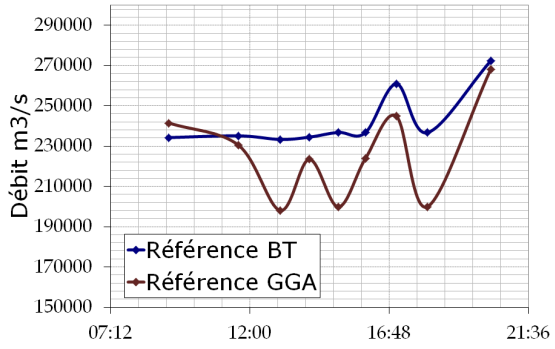
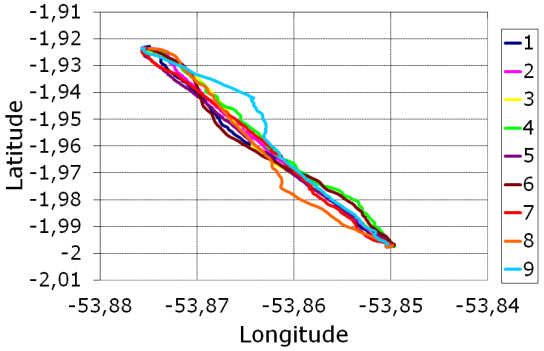


FIGURE 1.18 – Mesures de l'ANA à Santarem du 01/05/2010 au 31/05/2010



(a) Débits mesurés en utilisant deux références différentes : BT et GGA



(b) Trajets du bateau pour les différentes sections

FIGURE 1.19 – Mesures réalisées le 9 mai 2010

Ces trois séries de mesures ont été utilisées pour compléter la bathymétrie du fleuve ainsi que les mesures de la base de données ORE–HyBAM. Ces campagnes terrain m'ont permis d'appréhender la mesure du débit et approcher mon site d'étude. En période de hautes eaux, le fleuve inonde une grande partie des berges. Les mesures de débit sont affectées car il est difficile d'accéder aux zones peu profondes avec un bateau et l'impact de ces zones d'inondation sur l'estimation des débits n'est pas connu. Il se peut que si l'eau s'écoule à très faible vitesse dans les zones d'inondation adjacentes, le débit estimé diminuera. Il se pose le alors problème des limites à fixer pour mesurer le débit. De plus, la calibration de l'instrument est importante, toutefois elle n'est pas faite automatiquement par tous les opérateurs. Par exemple, la personne en charge des mesures de la première campagne estimait qu'une calibration par jour suffisait. La calibration après mesures avait peu d'intérêt de son point de vue. Tandis que celui de la deuxième campagne réalisait ses calibrations jusqu'à obtenir une erreur totale inférieure à la valeur 0,5°pour la boussole avant et après les séries de mesures afin de connaître le biais de la mesure.

1.4.3 Les échelles limnimétriques

1.4.3.1 Principe

FIGURE 1.20 – Règles à la berge du fleuve Amazone

Il s'agit de règles fixées sur les berges du fleuve (image 1.20) . Les niveaux minimum et maximum du fleuve sont repérés et les règles fixées de manière à ce que la mesure soit toujours possible que ce soit en période de crue ou d'étiage. Au Brésil les systèmes de mesures sur l'Amazone ne sont pas automatisés. Les relevés sont pratiqués deux fois par jour (7h et 17h) puis envoyés au centre de rattachement à la fin du mois. Il y a plusieurs raisons pour lesquelles il y a peu de stations automatiques sur l'Amazone. Les berges ne sont pas toujours assez solides, et les variations de hauteur du fleuve sont de l'ordre de la dizaine de mètres. En hautes eaux le fleuve inonde une grande partie des berges. Il est donc difficile de fixer un appareillage qui puisse faire les mesures en hautes et basses eaux. Durant l'étiage, il risque de ne plus mesurer l'eau et pendant la crue d'être emporté par le courant ou d'être complètement couvert.

La précision de la mesure à l'aide d'une échelle ou règle est liée à sa graduation, elle est en général de 2 cm.

1.4.3.2 Avantages et inconvénients

Il s'agit d'un équipement qui est peu onéreux à mettre en place et qui ne demande pas d'entretien particulier. Selon les zones les échelles peuvent rester longtemps en place. En revanche, n'étant pas un système automatisé, il est nécessaire qu'une personne se déplace pour relever la mesure.

De même, lorsqu'une règle se décroche et qu'elle est refixée ou déplacée, le « niveau de référence » initial n'est pas forcément respecté. Par exemple, la règle placée à Itacoataria (aval de Manaus, après le Rio Madeira) présente un saut au niveau de sa série (figure 1.21). Fin septembre 2004, les valeurs ont augmenté de 2 m, puis rediminué de moins d'un mètre fin octobre 2004. La suite de la série continue avec des valeurs comprenant le mètre supplémentaire. Cette particularité a été remarquée par M. Calmant en comparant les valeurs obtenues via les règles avec les données altimétriques. Suite à une visite à la station de la règle, l'opérateur a confirmé que la règle était tombée à plusieurs reprises. Le niveau le plus bas n'étant pas toujours indiqué, la fixation s'est faite sans repères.

Les relevés sont transmis au centre par courrier ou durant le contrôle de la station. Les données sont intégrées dans la base de données à la main. Une erreur peut alors survenir à l'entrée des données. De même que la série mensuelle n'est pas systématiquement comparée aux séries des mois précédents. Les sauts de ce type ne sont malheureusement pas toujours repérés. Il est nécessaire d'être vigilant à l'utilisation des données in situ. Il peut être utile de tracer la série entière pour détecter ce type de saut. De plus, les erreurs peuvent se répercuter sur les valeurs de débits estimées à l'aide des courbes de tarage. Si la nouvelle fixation de la règle n'est pas indiquée à l'opérateur qui réalise la mesure de débit pour alimenter la courbe de tarage, des points erronés sont intégrés.

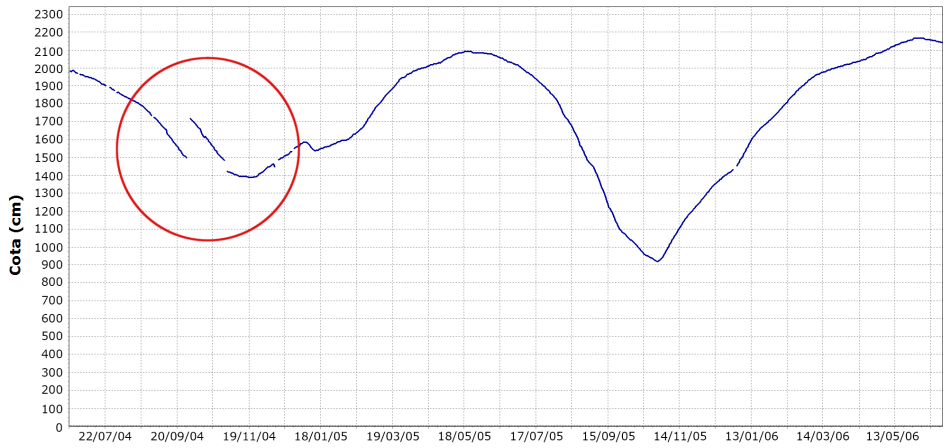


FIGURE 1.21 – Mesures à Itacoatiara, période du 22/06/2004 au 22/06/2006

1.4.4 Les limnigraphes ou marégraphes à flotteur

1.4.4.1 Principe

Ce système permet d'enregistrer automatiquement les hauteurs d'eau. Il reste très répandu dans le monde car très simple à mettre en oeuvre. Le principe repose sur le suivi des variations d'un flotteur soutenu via un contrepoids. Ce dernier est placé dans un puits de tranquillisation et surmonté d'un abris contenant l'enregistreur. Le puits de tranquillisation permet au flotteur de ne pas subir les effets du clapot ou de la houle. Les variations de position du flotteur sont liées aux variations de hauteur d'eau.

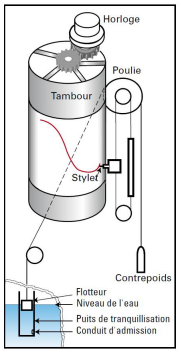


FIGURE 1.22 – Schéma limnigraphe à flotteur *http ://refmar.shom.fr/*

1.4.4.2 Avantages et inconvénients

Il faut mettre en place un puits de tranquillisation. Les berges doivent être solides, l'instrument devant être au contact de l'eau. Le problème majeur est la forte variation saisonnière du niveau du fleuve qui affaiblit en partie les berges. De même, l'instrument peut ne plus mesurer l'eau en période de basses eaux, ou être recouvert en période de hautes eaux. Dans le dernier cas, l'acquisition des mesures s'interrompt ou alors l'instrument peut aussi être perdu car emporté par le courant.

1.4.5 Les limnigraphes ou marégraphes à pression

1.4.5.1 Principe

Un capteur de pression est placé sous l'eau à une profondeur fixe. La pression qu'il mesure est liée à la hauteur de la colonne d'eau qui se trouve au-dessus de lui et à la pression atmosphérique. Les variations de pressions sont liées aux variations de hauteur de la colonne d'eau. Moins sensible aux effets du clapot, cette technique est assez répandue et est utilisée par certains marégraphes.

1.4.5.2 Avantages et inconvénients

Comme pour l'instrument précédent, il est peu perturbé par les fortes variations du niveau du fleuve. Excepté si le capteur n'est plus sous l'eau, il continue à mesurer la pression environnante, c'est-à-dire dans ce cas la pression atmosphérique. C'est le cas d'un marégraphe placé à Prainha durant une campagne en février 2000. Il enregistrait les mesures toutes les 30 min. Sur la figure 1.23 la fin de la série stagne à une valeur donnée, les variations mesurées sont celles de la pression atmosphérique. L'augmentation du niveau du fleuve est bien observée, cette série fournit un peu plus d'un demi-cycle d'observation, les données étant exploitables de février 2000 à début novembre 2000.

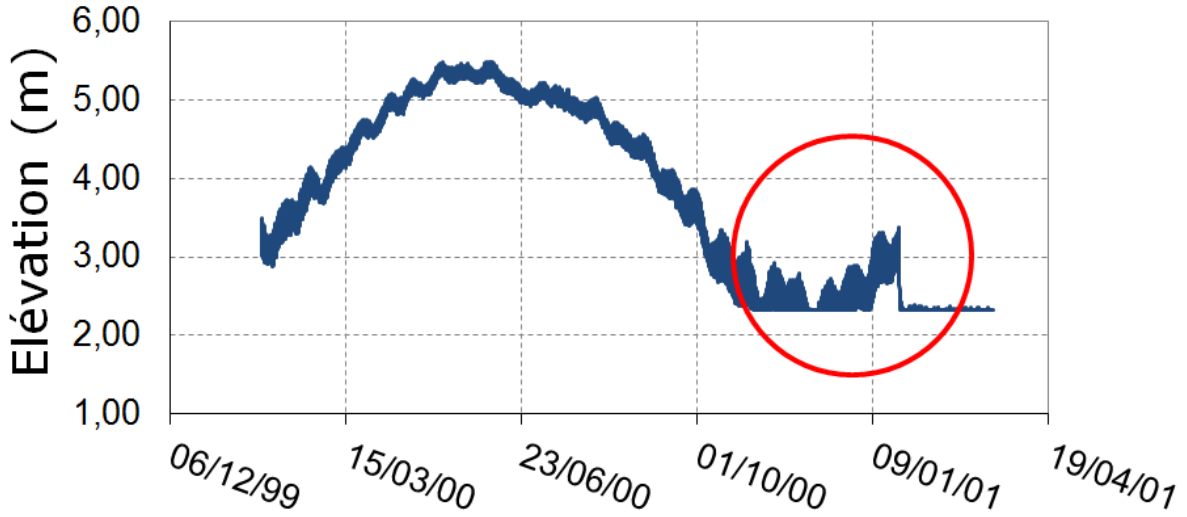


FIGURE 1.23 – Mesures d'élévations à Prainha de 02/2000 à 03/2001

1.4.6 Conclusion

Les réseaux de mesures in situ sont nécessaires pour contrôler l'état des surfaces d'eau mais ne sont pas suffisants. La couverture spatiale n'est pas assez grande, il faut compter en moyenne un limnigraphe pour 7200 km^2 dans le bassin amazonien [*Calmant et al.*, 2008]. La couverture temporelle des instruments n'est pas toujours suffisante dans l'estuaire pour mesurer le signal de marée. Hormis les marégraphes placés ponctuellement durant des campagnes, les mesures régulières sont journalières et donc non suffisantes pour l'observation de la marée. De plus la maintenance coûte cher à l'état brésilien, environ 3 millions de dollars par an [*Calmant et al.*, 2008].

Un autre inconvénient des mesures in situ est que toutes les informations concernant les conditions de mesure ne sont pas toujours indiquées. Les paramètres de calibration n'apparaissent pas toujours dans les rapports de mission ou ne sont pas fournis avec les données. La mesure de débit dépend de ses conditions d'acquisition, et de la technique utilisée par l'opérateur. À titre d'exemple, une erreur qui ne serait que de 1% sur l'Amazone représente en période de fort débit 2500 m^3 s^{-1} soit 2,5 fois le Rhône.

Il est nécessaire d'utiliser d'autres méthodes pour estimer l'étendue des surfaces d'eau et le débit des fleuves. C'est dans cette optique que l'utilisation des données satellites a pris le relais en partie. L'objectif des instruments embarqués est de combler le manque de données in situ sur plusieurs sites.

1.5 Les méthodes de télédétection spatiales

La répartition des données in situ étant inhomogène et insuffisante, les scientifiques ont recours aux méthodes de télédétection spatiale. Une liste non exhaustive des principaux instruments est présentée. Les mesures décrites ne seront que celles concernant les surfaces d'eau.

Notre sintérêt s'est porté sur les instruments à résolution suffisante pour l'observation des fleuves et lacs. Les données fournies par l'instrument de GRACE, par exemple, ont servi à de nombreuses études sur le bassin. Il observe le champ de gravité de la Terre. Les variations de gravité peuvent être utilisées pour calculer la variation de masse et il est possible d'en déduire le volume d'eau compris dans les bassins fluviaux de superficie supérieure à 200 000 km² [*Alsdorf and Lettenmaier*, 2003]. Cependant, sa résolution ne permet d'étudier la zone estuarienne et les travaux menés avec cet outil ne sont donc pas présentés en détail.

1.5.1 Les capteurs optiques imageurs embarqués

Les capteurs optiques ont été utilisés depuis les années 1970 pour observer la Terre, et fournissent des « photographies ». Ce sont instruments dits passifs, c 'est-à-dire qu'ils captent le rayonnement provenant de la Terre et peuvent être assimilés à de grands appareils photographiques prenant des clichés de la Terre. Ce type d'instrument fournit des informations sur l'étendue des surfaces d'eau (lacs, largeur de fleuves, zones d'inondations) et leurs variations en comparant les données de différentes dates. Aucune information d'élévation de surface d'eau ne peut être extraite d'une image optique. Les données sont affectées par la présence de nuages empêchant l'observation de la surface et celle de la végétation, rendant indétectable les forêts inondées.

Grâce aux différentes missions dont notamment l'instrument MODIS (embarqué sur les satellites Terra et Aqua), il a été possible de réaliser le suivi de l'évolution saisonnière de la distribution en chlorophylle des lacs des zones d'inondations du bassin [*Moraes Novo et al.*, 2006].

D'autres études ont eu pour objectifs d'utiliser les outils optiques pour identifier les différents milieux du bassin : les différentes zones d'inondation, les zones qui restent sèches, les lacs,... [*Novo and Shimabukuro*, 1997]. Cependant, pour réaliser une mosaïque de la zone avec des images optiques, *Shimabukuro et al.* [2002] ont trié dix années de données afin de retenir au final 29 images sans aucun nuage.

Bjerklie et al. [2003] ont présenté différentes méthodes pour estimer le débit depuis les données issues de capteurs embarqués. Comme il a été vu précédent, le débit ne dépend pas d'une seule variable simple à mesurer. Les instruments optiques ne fournissent que l'information de largeur du fleuve. Il faut donc que le débit varie avec la largeur du fleuve, ce qui peut être le cas pour certains fleuves, mais pas pour l'Amazone au niveau d'Òbidos [*Bjerklie et al.*, 2003; *Negrel*, 2011]. De plus, l'étendue des inondations sur certaines zones du fleuve est telle que la largeur reste difficile à évaluer.

Les informations obtenues par le biais des instruments optiques doivent être couplées à une donnée de profondeur de fleuve (rayon hydraulique) ou de vitesse d'écoulement pour pouvoir estimer les débits. Dans le cadre de cette thèse, les images optiques sont utilisées afin de délimiter le lit du fleuve et les différents canaux.

1.5.2 L'altimétrie nadir

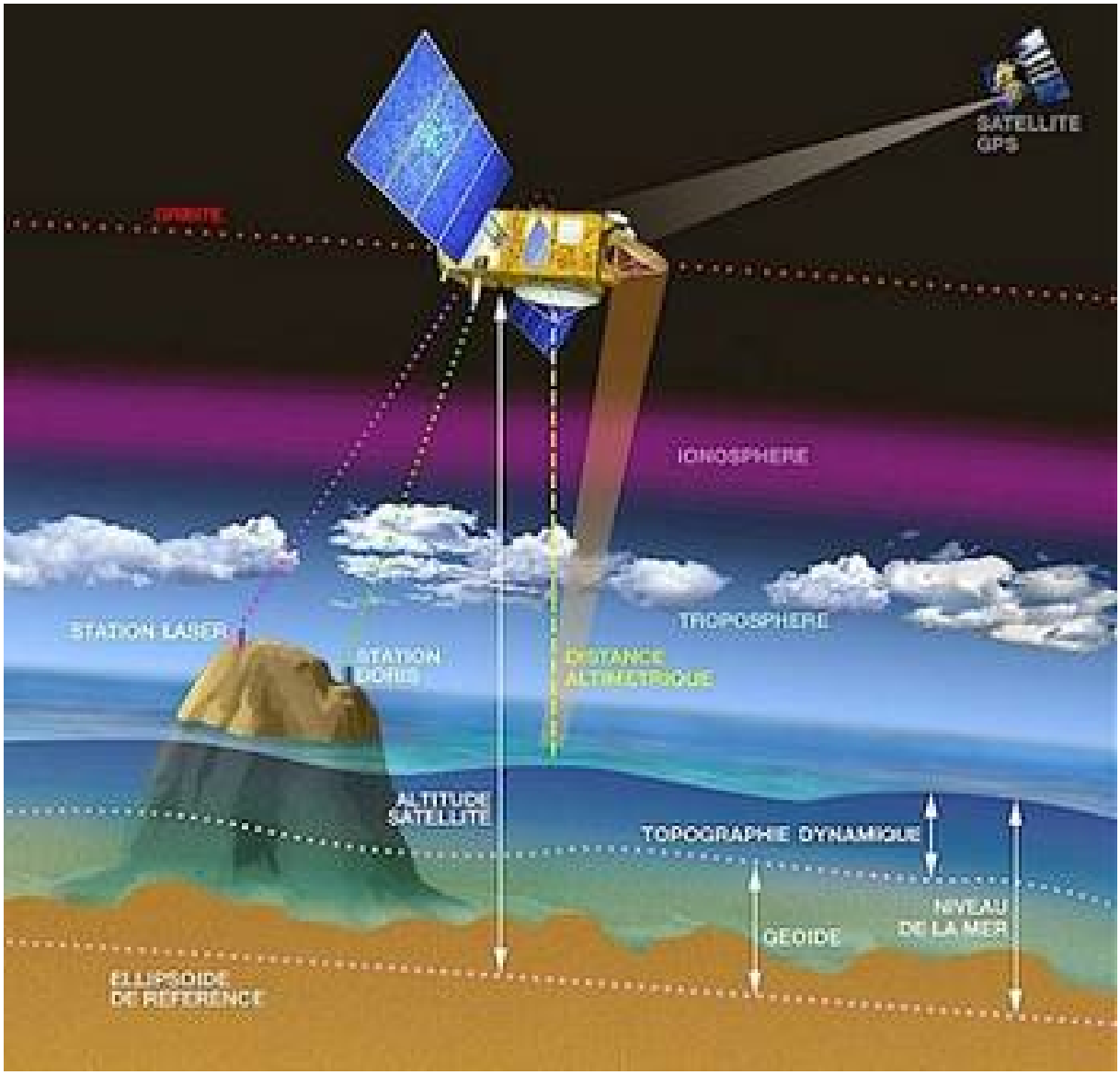


FIGURE 1.24 – Principe de l'altimétrie *http ://www.aviso.oceanobs.com/fr/altimetrie/principe/*

Les radars altimètres nadir ont été développés pour observer les océans. L'idée était de mesurer les élévations des surfaces océaniques. C'est en partie grâce à l'altimétrie que la compréhension de la circulation océanique a été améliorée. Dans le domaine de l'hydrologie continentale, l'altimétrie nadir a été utilisée depuis une vingtaine d'années avec la réalisation de séries temporelles de hauteurs d'eau d'une précision de quelques décimètres sur les fleuves majeurs et les grands lacs [*Birkett*, 1998; *Birkett et al.*, 2002; *Crétaux and Birkett*, 2006; *Calmant et al.*, 2008].

La technique consiste en l'émission d'une impulsion d'onde radio au nadir, c'est-à-dire avec un angle d'incidence nul (figure 1.24). Cette onde traverse les différentes couches de l'atmosphère avant d'arriver sur la surface terrestre puis l'écho est enregistré par l'altimètre embarqué. Le temps mis par l'impulsion à être réfléchie est lié à la distance (ou *range* R) entre l'instrument et la surface. La hauteur de la surface (niveau de la mer sur la figure 1.24) H_{surf} correspond à la différence entre le range et l'altitude de

l'instrument H_{sat}. Il faut néanmoins prendre en compte des phénomènes additionnels : la troposphère et la ionosphère retardent la propagation de l'impulsion ; la marée solide terrestre affecte l'estimation des altitudes. Nous obtenons ainsi : $H_{surf} = H_{sat} - R + CTS + CTH + CI + M_S$ où CTS correspond à la correction de la troposphère sèche, CTH à la correction de la troposhère humide, CI à la correction ionosphérique et M_S la marée solide. La précision de la mesure est liée à la précision de la position de l'orbite et aux modèles de correction des retards liés à la troposphère et ionosphère. Pour pouvoir estimer la quantité d'eau présente dans la troposphère, le satellite embarque un radiomètre, cône jaune-orange sur la figure 1.24. En hydrologie continentale, les hauteurs des surfaces d'eau sont représentées par rapport au géoïde de référence, c'est-à-dire en terme d'altitude plutôt que de hauteur (par rapport à l'ellipsoïde). Dans ce cas, l'estimation de H_{surf} est corrigée par un modèle du géoïde.

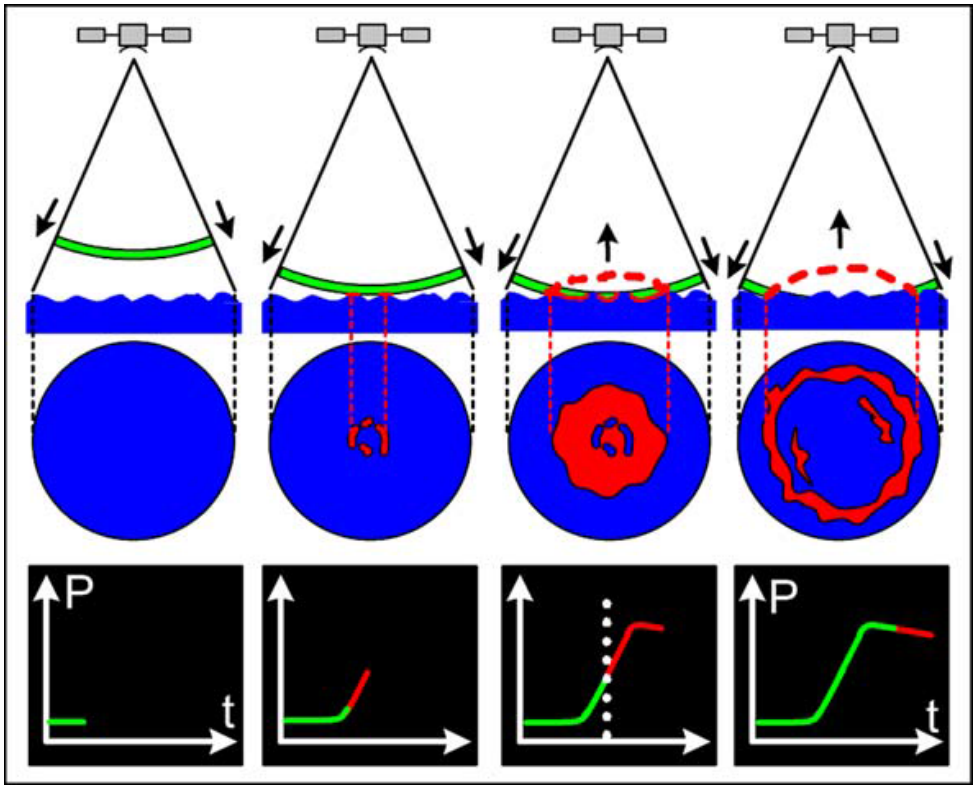


FIGURE 1.25 – Représentation de la position de l'impulsion par rapport à la surface réfléchissante et l'énergie reçue par le satellite. La ligne en pointillés représente le temps théorique à utiliser pour l'estimation du *range*, il correspond à la demi-amplitude du pic. (extrait de [*Calmant et al.*, 2008])

La mesure elle même de l'altimétrie correspond à une mesure temporelle : le temps mis par l'impulsion pour réaliser un aller-retour entre l'antenne et la surface réfléchissante. La précision altimétrique est liée à la capacité de capter, dans une fenêtre de temps, l'écho radar qui correspond à la hauteur actuelle de l'élément réflecteur au nadir. Ce temps est déterminé en analysant la répartition de l'énergie reçue par l'antenne (cf. figure 1.25). Le temps est estimé en prenant la demi-amplitude du pic de l'énergie. En général, les impulsions sont émises à une fréquence comprise entre 1 et 2 kHz. Pour obtenir, une « forme d'onde » les échos sont regroupés en « paquets » de 100 mesures environ, correspondant à une fréquence entre 10 et 18 Hz. La forme d'onde retour au-dessus des rivières est très variable et différente de celle obtenue au-dessus des océans. La figure 1.26, issue de l'article de [*Calmant et al.*, 2008], représente différentes formes d'onde obtenues par l'altimètre Topex au niveau du bassin amazonien. Le *tracker* analyse les échos obtenus et fixe sa fenêtre d'écoute en fonction de l'énergie reçue. Quatre cas

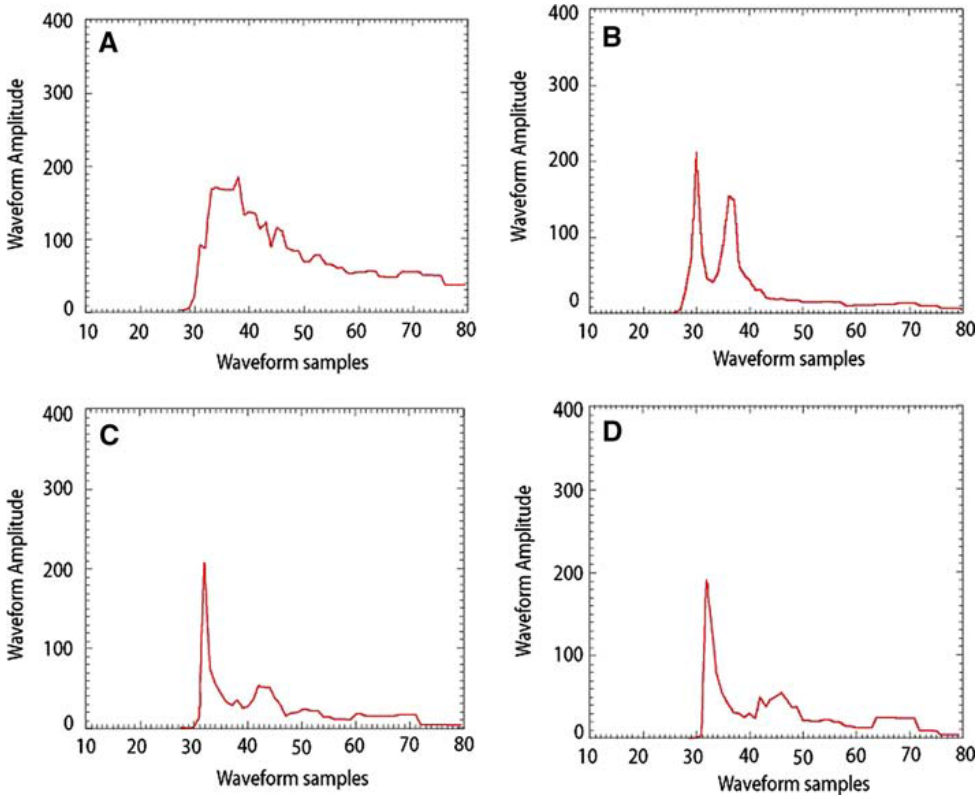


FIGURE 1.26 – Exemples de formes d'onde obtenues par Topex au dessus du bassin amazonien : a) forme d'onde semblable à celle observée au dessus des océans et traitée à bord du satellite, b) multi-pics rejetée par le *tracker*, c) forme d'onde spéculaire analysée par tracker, d) forme d'onde semblable à la (c) mais rejetée par le tracker (extrait de [*Calmant et al.*, 2008])

sont présentés sur cette figure, le cas (a) est une forme d'onde proche à ce qui est observé au-dessus des océans. Les ondes suivantes sont plutôt spéculaires et sont selon les cas soit analysées soit rejetées par le *tracker*. Cette grande variabilité de forme d'onde, type océanique, muti-pics, ou spéculaire, complexifie la détermination de la fenêtre d'écoute, du temps mis par l'impulsion et donc du *range*. Les *trackers* à bord des altimètres sont conçus pour les formes d'onde du type océanique, tandis que sur les continents elles sont souvent spéculaires. Dans le meilleur des cas, l'énergie reçue est analysée mais le *range* mal estimé. Dans le pire des cas, l'altimètre perd la poursuite et l'écho est perdu. Pour connaître la distance entre l'antenne et l'élément réflecteur, la forme d'onde est comparée à une forme d'onde analytique prédéfinie, appelée forme d'onde « tracking ». L'estimation du *range* est liée à la justesse de cette fonction. Les archives de la mission T/P ont été retraitées avec les fonctions mises en place pour la mission ENVISAT dans le cadre du projet *Contribution of Satellite Altimetry to Hydrologie* (CASH). Ces « retrackings » permettent d'améliorer les mesures de cette mission au niveau et des fleuves et d'augmenter le nombre de mesures.

Dans la famille des altimètres nadir, la mission Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat) était un altimètre laser. L'objectif de cette mission était de mesurer les changements d'altitude de la surface terrestre et principalement des couches de glace de l'Antarctique et du Groenland. L'avantage de cet instrument est que la mesure est peu affectée par la troposphère, mais il demande une grande puissance d'émission et les mesures n'étaient pas réalisées en continu.

Bien que non prévus pour les études continentales, les altimètres ont été utilisés pour étudier différents lacs, fleuves et bassins. Dans les cas où la relation débit–altitude est quasiment linéaire, il est

possible d'utiliser l'altimètrie pour obtenir une série temporelle [*Bjerklie et al.*, 2003]. La résolution verticale des altimètres radar pour les eaux fluviales s'est améliorée avec l'amélioration des modèles d'orbite. Ainsi, l'erreur sur la composante radiale des orbites est actuellement de 15 cm pour ERS–1 et de 3 cm pour Topex/Poséidon (T/P) [*Calmant et al.*, 2008]. Les altimètres utilisés pour étudier les fleuves sont principalement T/P, les séries Jason–1 (J1) et Jason–2 (J2) et ENVIronment SATellite (ENVISAT) (suite aux missions ERS–1 et European Remote Sensing Satellite–2 (ERS–2)). La précision altimétrique est généralement de l'ordre de 50 cm pour les fleuves [*Alsdorf et al.*, 2007b], elle peut atteindre 3–4 cm pour les grands lacs (superficie supérieure à 100 km²) [*Crétaux and Birkett*, 2006]. Dans le cas du bassin amazonien, *Birkett et al.* [2002] ont utilisé les mesures effectuées par la mission T/P sur une période d'environ 7 ans (de 1992 à 1999). Les auteurs ont conclu que les erreurs de mesures varient entre 0,4–0,6 m et plusieurs mètres, l'écart-type moyen est de 1,1 m. Cette étude a permis d'estimer la variation de la pente du fleuve (bras principal, c'est-à-dire le Solimões et l'Amazone) de 4 cm/km en amont du fleuve à 1,5 cm/km en aval et de montrer que les données altimétriques de T/P sont capables de surveiller la propagation de l'onde d'inondation.

Frappart et al. [2006] ont évalué les différentes productions de données altimétriques sur le bassin amazonien de la mission ENVISAT. Contrairement à la mission T/P, il est possible d'appliquer différents algorithmes de « retracking » aux données de l'altimètre RA–2 d'ENVISAT. Ces algorithmes sont adaptés à la surface observée : l'océan (algorithme *ocean*), la surface de glace (deux algorithmes possibles *Ice 1* et *Ice 2*) et la glace de mer (*Sea Ice*). Les auteurs ont mis en évidence que l'algorithme *Ice 1* est le plus adapté pour l'étude des eaux continentales. Les écarts-types obtenus grâce à cette méthode sont inférieurs à 0,3 m pour les rivières et inférieurs à 0,5 m pour les zones humides dans les zones testées. Ils ont conclu que la mission ENVISAT fournit de meilleurs résultats que T/P et permet une meilleure compréhension du cycle hydrologique. Cette étude montre l'importance du *retracking* des données altimétriques et incite à retraiter les mesures passées avec de nouveaux algorithmes afin d'accroître le nombre de mesures continentales. Selon l'algorithme appliqué, les erreurs peuvent être plus ou moins importantes.

À l'aide des données ENVISAT et en utilisant l'algorithme validé par les études de *Frappart et al.* [2006] et *Santos da Silva et al.* [2010], *Santos da Silva et al.* [2012] ont observé la dynamique des niveaux d'eau dans les sous-bassins du Negro et du Solimões. Les auteurs ont mis en évidence d'une part que les échanges en eau entre les bassins du Negro et du Solimões en période de crue, et d'autre part que le phénomène du deuxième pic d'inondation observé en montée des eaux dans le bassin du Solimões est dû au régime de pluie équatorial au niveau de ses affluents et qu'il est donc déconnecté du deuxième pic observé dans le bassin du Negro.

L'utilisation des données altimétriques permet de « créer » des stations virtuelles au niveau des fleuves. Les observations temporelles satellitaires apportent une observation supplémentaire au réseau in situ. *Roux et al.* [2010] ont comparé les différentes méthodes utilisées pour choisir les données altimétriques dans le but de mettre en place des séries temporelles d'altitude des surface d'eau. Les auteurs ont conclu que, à grande échelle, les méthodes sont équivalentes d'un point de vue global ; mais lorsque l'utilisateur s'attache à étudier une zone très localement des différences apparaissent .

En se basant sur les données altimétriques fournies par T/P et ENVISAT couplé à un modèle, *Leon et al.* [2006] ont estimé le débit et la bathymétrie en différents points du Rio Negro. Aussi en combinant des mesures in situ de débit à des données altimétriques, ils ont élaboré des courbes de tarage pour différentes périodes. Ainsi, les données altimétriques mesurées peuvent être associées à des mesures de débit.

Les données altimétriques ne peuvent pas être utilisées seules pour estimer les débits, il est nécessaire de connaître la largeur du fleuve ou de leur associer des mesures in situ. Différentes études ont combiné les données altimétriques aux données de la mission GRACE, à des modèles et des données de précipitation pour observer les variations d'eau des grands bassins [*Papa et al.*, 2010; *Frappart et al.*, 2011].

Les données altimétriques peuvent être utiles pour la surveillance des eaux continentales, mais souffrent d'un certain nombre de handicaps : comme la nécessité de retraiter les données en fonction de la zone d'étude ou de la largeur des fleuves qui doit être supérieure à 1 km pour être observée. L'altimétrie pâtit aussi du faible recouvrement spatial, c'est-à-dire que certaines zones ne sont jamais observées au niveau de l'Équateur. La distance entre deux traces voisines est de l'ordre de 350 km pour les missions T/P ou Jason 1 et 2.

1.5.3 Les Radars à Ouverture Synthétique

Contrairement aux altimètres classiques, les radars à ouverture synthétique (ROS) ou Synthetic Aperture Radar (SAR) fournissent des images. Ce sont des instruments dits actifs, ils émettent des impulsions vers la zone à observer et enregistrent l'écho. La physique de la mesure est semblable à celle de l'altimètre nadir sauf que les impulsions sont envoyées latéralement. Les angles de visée sont généralement compris entre 20 et 50° selon l'instrument. Du fait de la visée latérale, les données obtenues avec un SAR ont une résolution plus fine que les altimètres et permettent d'observer des structures plus petites. Par exemple, les pixels de RADARSAT-2 ont une résolution de 9 m x 8 m. De même, TerraSAR–X fournit des pixels de résolution allant de 1 m à 18 m selon le mode d'observation. Les instruments du type de TerraSAR–X ou RADARSAT ont la possibilité d'observer une même scène depuis différents angles de visée et d'obtenir une meilleure résolution. Les applications sont multiples et variées : de la mesure des vents de surface, au suivi de bateaux, en passant par la circulation océanique.

Dans le cadre de la mission Global Rain Forest Mapping (GRFM), une mosaïque a été réalisée à l'aide d'images issues de JERS–1 (radar en bande L) sur tout le bassin amazonien. L'image 1.27 représente la partie de l'estuaire de la mosaïque. Les zones en gris foncé correspondent à l'eau, celles en gris clair à la forêt et les blanches à la forêt inondée. Cette mosaïque a été utilisée sur la zone du fleuve allant de Tabatinga à Santarém par *Hess et al.* [2003] pour classer et identifier les différentes occupations du sol : forêt inondée, fleuve, sol inondé, etc. Ils ont ainsi montré que 17% de leur zone d'étude, soit 1,77 millions de km², est occupé par des zones humides dont 96% sont inondées durant la crue et 26% sont inondées durant l'étiage. Cette classification est basée sur le type de végétation et l'état inondé/non inondé. Les zones humides sont des sources de méthane et de dioxyde de carbone. La connaissance des zones inondées, combinée à des modèles et des mesures in situ, permet d'affiner les estimations d'émission de ces gaz dans le bassin amazonien [*Hess et al.*, 2003].

Martinez and Le Toan [2007] ont mis en évidence que la distribution spatiale des différents type de végétation est liée aux inondations. Leur étude a été menée au niveau d'Óbidos et réalisée grâce à l'étude d'images JERS–1 durant la période 1993 et 1997.

En 2000, *Alsdorf et al.* [2000] ont montré qu'il était possible de mesurer les changements d'élévation de l'eau des plaines d'inondation amazoniennes grâce aux images issues de la mission SIR–C (bande de

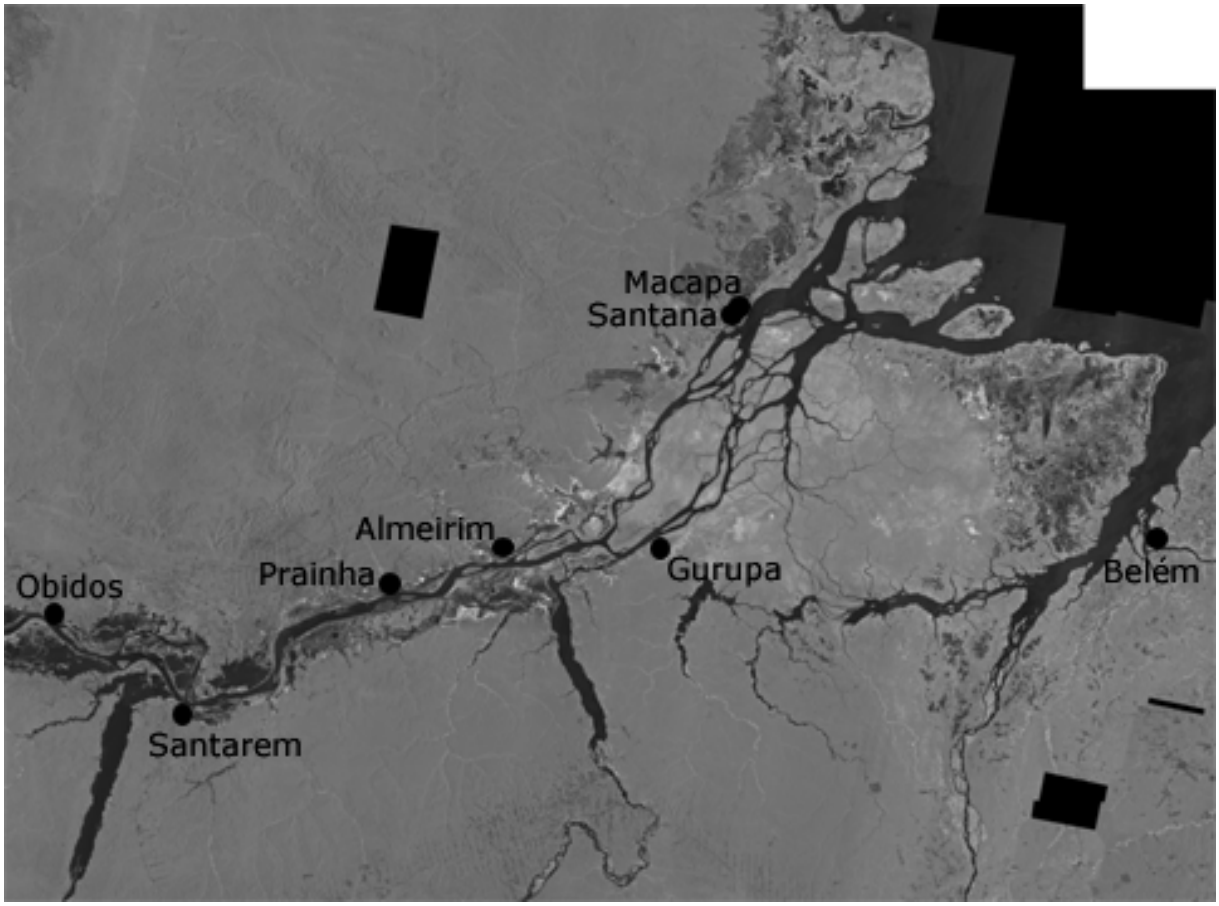


FIGURE 1.27 – Estuaire de l'Amazone, mosaïque faite avec les images de JERS–1

fréquence C). Deux images de la même zone ont été prises à 24h d'intervalle, ce qui a permis via la méthode d'interférométrie d'estimer la topographie de la zone. Ils ont ainsi mesuré des baisses de niveaux de 7 à 11 cm par jour pour les affluents et les lacs à 20 km du fleuve principal, ainsi qu'une diminution de 2 à 5 cm pour ceux situés à 80 km. Cette étude illustre la capacité de la technique interférométrique à estimer les changements de niveaux d'eau et à améliorer la compréhension de la dynamique des inondations.

Alsdorf et al. [2005] ont modélisé les flux dans les plaines d'inondation du bassin amazonien. Le flux prédit par le modèle a été observé via des données interférométriques, ce qui confirme la possibilité de modéliser les inondations dans cette région. La migration de l'onde d'inondation a été observée grâce aux données interférométriques et la direction de la propagation a ainsi pu être déterminée [*Alsdorf et al.*, 2007a]. Cette étude a été appuyée par celle menée par *Jung et al.* [2010]. Ils ont observé la propagation de l'onde d'inondation en combinant les mesures interférométriques obtenues via JERS–1 avec les données de Topex.

À l'aide d'images JERS–1 et Radarsat (bande C), *Costa* [2004] a évalué le nombre de jours d'inondation des différents types de végétation. Il en ressort que la végétation semi-aquatique (arbres, herbes) est présente dans les zones inondées 300 jours par an, les forêts composées de grands arbres bien développés sont dans les espaces inondés 150 jours par an tandis que la forêt la plus « âgée », ne subissant pas de modifications anthropiques, est inondée 60 jours par an [*Costa*, 2004].

En terme d'études sur l'estimation du débit du fleuve avec l'imagerie SAR, *LeFavour and Alsdorf*

[2005] ont utilisé des pentes déduites grâce à la mission SRTM. La mission SRTM est une mission interférométrique en bande C, deux images radars étaient obtenues en même temps, une pour chaque antenne. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) mondial a été réalisé grâce à cet instrument. Les erreurs sur l'estimation des élévations des surfaces dans la région amazonienne sont de l'ordre de 5,51 m [*LeFavour and Alsdorf*, 2005]. La longueur minimale à considérer pour calculer la pente est de 733 km d'après les auteurs. Cette valeur est issue de l'équation (2) de l'article, en supposant que la pente minimum à mesurer est de 1,5 cm/km et une erreur de mesure de $\pm$ 5,51 m. Ils ont ainsi obtenu une pente de 1,92 cm/km à Manacapuru, 2,86 cm/km à Itapeua et 3,20 cm/km à Tupe. L'équation de Manning utilisée dans leur étude implique la connaissance de la largeur du fleuve. Cette dernière est déduite à partir des images de JERS–1. Les profondeurs moyennes sont estimées à l'aide des cartes marines de la région. Les débits estimés aux trois sites ont été comparés aux données in situ durant les mêmes dates ou époques (même mois mais année non concordante). Les différences entre les valeurs de débit mesurés et estimés sont de 6,2% à Manacapuru, 7,6% à Itapeua et 0,3% à Tupe. Cette étude montre qu'il est possible d'estimer les débits à partir de données SAR interférométriques.

Pour observer les fleuves et estimer leur débit, il semble que l'interférométrie SAR puisse être considérée. Peu d'études ont utilisé le SAR pour estimer les débits, car la hauteur de la surface d'eau n'est obtenue que via l'interférométrie radar. Or à l'heure actuelle, seule une mission spatiale réalise de l'interférométrie radar simultanée telle que SRTM. Il s'agit de la mission TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement (TanDEM–X) dédiée à la création d'un MNT haute résolution. Les résultats obtenus à partir de la mission SRTM ont motivé les équipes scientifiques à mettre en place le projet Surface Water and Ocean Topography (SWOT). Cette mission devrait compléter les données obtenues avec l'altimétrie nadir.

1.5.4 La mission Surface Water and Ocean Topography

Cette mission est née de la collaboration entre les agences spatiales américaine (NASA) et française (CNES) et depuis peu elle a été rejointe par l'agence canadienne (CSA). Son lancement est prévu pour 2019. Elle a pour but d'aider à mieux comprendre l'évolution des eaux de surface (variations de volume des lacs, des rivières, évaluation des zones inondables …) et la dynamique des océans à méso-échelle (tourbillons, fronts, méandres, jets). Au-delà de cet aspect scientifique, il y a un intérêt économique et sociétal à cette mission. En effet, elle permettra d'estimer les ressources en eaux directement accessibles : débit des fleuves, volumes d'eau contenus dans les lacs ; prévoir les inondations, notamment surveiller la stagnation des eaux suite à une catastrophe pour la prévision les proliférations d'épidémies (paludisme, chikungunya,…).

Elle hérite du savoir faire de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) et du projet WSOA (Wide-Swath Ocean Altimeter) initialement prévu avec Jason–2. L'instrument principal de la mission SWOT, KaRIN, est un interféromètre composé de deux antennes A et B en bande Ka (35,6GHz) reliées par un mât de 10 m (figure 1.28). KaRIN visera avec une incidence comprise entre 0,6 et 4,1°, ce qui en fait le premier radar imageur à visée proche nadir. Deux images seront crées simultanément : une par l'antenne A et une par l'antenne B. Les images ont une largeur de 60 km et sont séparées par un espace de 20 km. Il n'est pas encore décidé si l'espace entre les deux images sera comblé ou non par un altimètre nadir. Au cours de la thèse, j'ai fait l'hypothèse que l'altimètre était présent, la fauchée totale

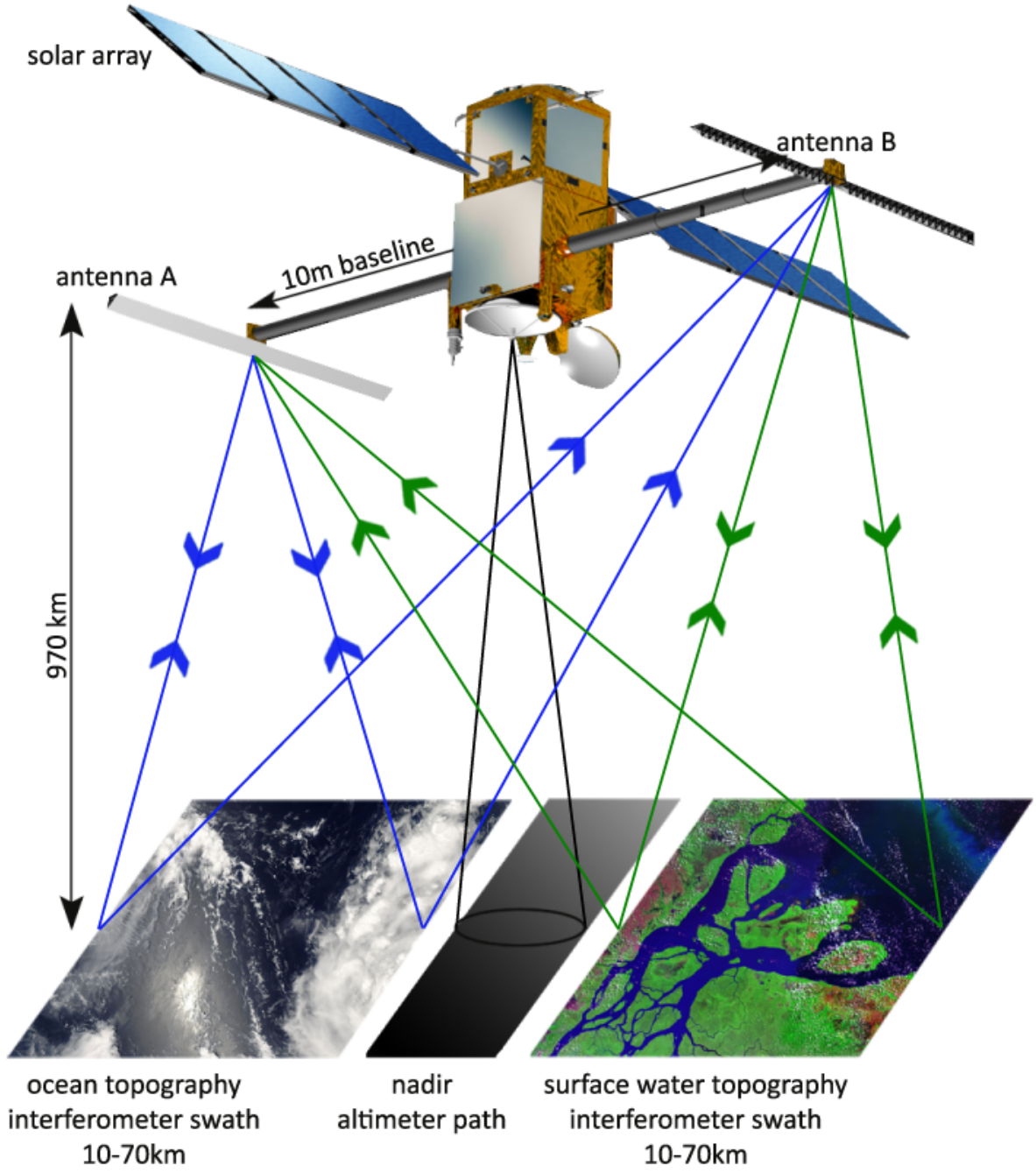


FIGURE 1.28 – Représentation de la mission SWOT *crédits B. Reinier*

de l'instrument est alors de 140 km. Avec une période de 22 jours, son orbite aura une incidence de 78°. L'altitude de l'orbite n'est toujours pas définie, trois possibilités sont envisagées : 970km, 873km et 810km. Elles correspondent chacune à différents sous-cycles respectivement : 3 jours, 1 jour et 7 jours. Le terme de sous-cycle fait référence au temps d'acquisition qui sépare deux traces juxtaposées. Par exemple, pour une trace donnée, il faut attendre 3 jours pour qu'une trace lui soit juxtaposée.

SWOT fournira deux couples d'images interférométriques. Le produit final sera les hauteurs des surfaces d'eau obtenues grâce à la technique interférométrique (la description en est faite dans le chapitre suivant). L'observation des océans se fera en mode « faible résolution », les pixels seront de 1 km x 1

km. Celle des eaux continentales sera en mode « haute résolution », les pixels seront de 5 m x 70 m en proche nadir et 5 m x 10 m en bord externe de fauchée.

L'objectif principal d'un point de vue océanographique est de caractériser la circulation à l'échelle méso et subméso avec une résolution spatiale de 15 km voire plus. Les altimètres actuels fournissent des observations à une résolution avec 200 km ou plus. La connaissance de la circulation aux échelles comprises entre 10 et 200 km est importante pour quantifier les transferts d'énergie cinétique. De plus, l'océan joue un rôle essentiel dans l'évolution climatique car il répartit l'énergie reçue par le Soleil et les éléments biogéochimiques mais il régule aussi le carbone atmosphérique et d'autres éléments. La précision en région côtière sera améliorée, le signal ne sera pas pollué comme l'est celui des altimètres. Il ne sera pas nécessaire de réaliser de *retracking*. La possibilité de mesurer l'élévation de la surface des océans à une résolution de 1 à 10 km devrait améliorer nos connaissances du milieu côtier et des phénomènes de marée.

La mission SWOT a un rôle très important pour l'hydrologie continentale. Elle fournira un bilan des surfaces en eaux directement disponibles : lacs , réservoirs et zones humides de superficie supérieure à 625 m^2 (250 m par 250 m) ; des estimations de débit pour les fleuves de largeur supérieure à 100 m ; des mesures des changements de stockage des réservoirs terrestres à des résolutions temporelles de la quinzaine de jours à l'année. Les futures données obtenues seront complémentaires à celles des autres missions existantes ou en cours de développement : Soil Moisture Active and Passive (SMAP) et SMOS-Next mesureront l'humidité des sols en surface, Global Precipitation Measurements (GPM) mesurera la précipitation et GRACE Follow On, suite de GRACE, regardera les variations de masses d'eaux continentales.

1.6 La modélisation

La modélisation est un outil précieux pour comprendre les processus physiques. Il existe un grand nombre de modèles hydrologiques et hydrodynamiques, chacun répondant à un besoin spécifique. Ils ont été scindés en deux groupes d'appartenance : les modèles à petite échelle qui s'intéressent en général à de grands bassins ou sous-bassins et ceux qui sont à l'échelle du fleuve.

1.6.1 Les modèles à petite échelle

Les modèles à petite échelle les plus utilisés pour étudier le bassin amazonien sont souvent des modèles hydrologiques. Ils tentent d'évaluer les interactions entre les différents réservoirs du cycle de l'eau.

Le bassin du Rio Negro a l'avantage d'être assez grand pour un modèle hydrologique tout en étant plutôt bien renseigné en mesures in situ. De plus, l'interaction de la marée n'entre pas en jeu ce qui facilite la validation avec les données in situ. *Getirana et al.* [2010] ont modélisé le Rio Negro et ses affluents à l'aide d'un modèle hydrologique sur la période 1997–2006. La calibration et la validation du modèle s'est faite à partir de données journalières de 22 stations in situ et de 27 stations virtuelles créées à partir de l'altimètre ENVISAT. Les débits et élévations modélisés fournissent de bons résultats au niveau des points de validation. Les corrélations des élévations avec les données in situ ont une moyenne de

0,86 sur tout le bassin. D'après le modèle, il semblerait que sur la période étudiée la précipitation sur tout le bassin est de 7,2 mm par jour et l'évapotranspiration est de l'ordre de 3,2 mm par jour.

Les réseaux de mesures in situ et les stations dites virtuelles sont très utilisées pour calibrer et valider les modèles. Ces dernières complètent le réseau existant.

Le réseau de mesures in situ ainsi que les élévations estimées à l'aide de T/P sur le bassin amazonien ont servi à *Guimberteau et al.* [2012] à évaluer les capacités du module Schématisation des ÉChanges Hydriques à l'Interface Biosphère–Atmosphère (SECHIBA) du modèle de surface ORCHIDEE pour simuler les flux de grands bassins. Les simulations comprenaient un module de routage incluant l'influence des zones d'inondation et des marécages sur le débit du fleuve. Une partie des mesures in situ réalisées dans le cadre de ORE–HyBAM [6] ont servi à la calibration du modèle. Les résultats ont été comparés aux élévations mesurées par T/P et aux mesures in situ non utilisées. Le modèle présente une très bonne concordance avec des coefficients de corrélation allant de 0,72 à 0,93. Ces résultats montrent le potentiel des modèles hydrologiques pour l'évaluation de l'impact des changements climatiques [*Guimberteau et al.*, 2012].

Decharme et al. [2008] ont modélisé l'Amérique du Sud en couplant le modèle de surface Interaction Sol–Biosphère–Atmosphère (ISBA) au modèle de routage Total Runoff Intergrating Pathways (TRIP). Le but était d'observer les différentes interactions entre les bassins mais surtout d'évaluer le bilan hydrologique de chaque sous-bassin. L'Amérique du Sud a comme particularité d'avoir des inondations saisonnières qui impactent le débit des fleuves. Le schéma d'inondation prend en compte les interactions entre les différents réservoirs : l'évaporation de l'eau des eaux de surfaces, l'infiltration de l'eau dans le sol pour alimenter les eaux souterraines. Les simulations ont été réalisées sur 10 ans et comparées aux mesures in situ pour les bassins de l'Amazone et du Parana, et les surfaces d'inondation sont comparées aux cartes produites par des données satellitaires [*Prigent et al.*, 2007]. Les auteurs ont observé que l'évaporation au niveau du Parana s'accroit ce qui affecte les budgets en eau et l'énergie des surfaces à des échelles de temps variant du journalier à l'interannuel. Il semblerait qu'il y ait une augmentation mensuelle des débits du Parana et de l'Amazone. Les auteurs émettent cependant quelques réserves sur la dernière conclusion et proposent de réaliser les simulations avec d'autres jeux de données pour le forçage atmosphérique [*Decharme et al.*, 2008].

Les modèles hydrologiques à petite échelle permettent d'évaluer les impacts climatiques dus à différents changements au niveau de l'un des réservoirs du cycle de l'eau. SWOT pourrait être un outil de calibration précieux offrant à ces modèles plus de données. La thèse de V. Pedinotti porte sur l'apport de SWOT aux modèles hydrologiques. Sa zone d'étude est le delta intérieur du Niger. Elle assimile des données que pourrait fournir SWOT et qui ont été produites à l'aide du simulateur de données SWOT que j'ai mis en place (cf. chapitre 3) [*Pedinotti*, 2012].

1.6.2 Les modèles à l'échelle du fleuve

Les modèles à grande échelle adaptés à l'Amazone ne sont pas nombreux, ceux qui suivent ne constituent cependant pas à une liste exhaustive. Dans la plupart des cas, les modèles se concentrent

6. Observatoire de Recherche en Environnement – contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone (ORE–HyBAM)

sur la partie fluviale non soumise l'influence de la marée, les interactions avec les lacs ou les plaines d'inondations sont alors prises en compte [*Trigg et al.*, 2009]. Dans la partie estuarienne, plusieurs études sont réalisées autour de la ville de Belém. Capitale de l'état du Pará, elle est la ville la plus densément peuplée de la région amazonienne avec 1,5 million d'habitants. Elle déverse une quantité non négligeable de déchets dans le fleuve. L'étude menée par *Barros et al.* [2011] a porté sur la dispersion des polluants rejetés par la ville dans le fleuve.

Trigg et al. [2009] ont modélisé 575 km de fleuve avec les modèles LISFLOOD–FP et HEC–RAS autour de la jonction du Solimões et du Purus en amont de Manacapuru. Il s'agit de modèles hydrodynamiques unidimensionnels. Le premier considère un chenal pour le lit du fleuve composé d'une succession de sections rectangulaires perpendiculaires au fleuve et est couplé à une plaine d'inondation à deux dimensions représentée par un modèle numérique de terrain. HEC–RAS considère aussi un chenal mais les sections transverses sont irrégulières. Les deux sont basés sur l'équation hydrodynamique de Saint-Venan à une dimension. Le deuxième modèle a permis de valider les tests mis en place avec le premier auquel des modifications ont été apportées pour les besoins de l'étude. La modélisation a permis de comprendre que la propagation de l'inondation est due aux faibles pentes du lit du fleuve. L'utilisation de deux modèles différents a permis de montrer qu'il était nécessaire d'intégrer au moins une équation de diffusion. Réduire la bathymétrie à une approximation de lit simple avec une section moyenne, produit une erreur de 0,50 m sur l'estimation des élévations. L'utilisation de l'approximation rectangulaire pour le lit du fleuve induit une erreur de 0,10 à 0,15 m sur la prédiction des élévations dans les cas étudiés. Ces résultats indiquent que comparés à la moyenne annuelle de l'amplitude de l'inondation (11 à 12 m), les hauteurs d'eaux modélisées sont peu sensibles à la bathymétrie.

L'Amazone est le fleuve le plus grand du monde en terme de débit. Il déverse dans l'Atlantique une grande quantité de sédiments provenant des Andes et d'eau douce. Il se forme alors un panache observable en imagerie optique voir la figure F.1 en annexe F. Le panache se déforme en allant vers le nord ouest. Une des questions posées est l'origine de cette déviation. Pour y répondre *Nikiema et al.* [2007] ont proposé une modélisation du panache du fleuve. Leur modélisation couvrait l'embouchure et le plateau amazonien, la partie fluviale n'est pas prise en compte. En utilisant un modèle hydrodynamique tri-dimensionnel (MOBEEHDYCS), ils ont démontré l'influence de phénomènes physiques sur la morphologie du panache. Il en résulte que le courant côtier est à l'origine de l'extension nord-ouest du panache, tandis que le vent peut soit renforcer soit diminuer cet effet. Il semblerait que la marée intervienne sur la modification de la position du front de salinité au niveau du plateau.

Gabioux et al. [2005] ont aussi modélisé le plateau amazonien. Cependant, leur objectif portait sur la propagation de l'onde de marée, car elle reste présente sur près de 800 à 1 000 km à l'intérieur du fleuve et présente de fortes variations [*Kosuth et al.*, 2009]. Les auteurs ont donc pris en compte une partie du fleuve, la modélisation s'arrête au niveau de Gurupa. L'eau de l'Amazone est très riche en sédiments, ce qui crée un gradient de densité et donc un fond d'aspect boueux d'une forte viscosité . Ils ont opté pour un modèle bi-dimensionnel à éléments finis, avec une intégration sur toute la colonne d'eau, afin de simuler la propagation de la composante de marée *M2*. Les auteurs ont mis en évidence que le fond du fleuve est bien composé d'un liquide boueux et qu'il joue un rôle important dans la dynamique du plateau, car il réduit le frottement du fond et diminue la dissipation d'énergie ce qui permet de grandes variations d'amplitude de la marée [*Gabioux et al.*, 2005].

La propagation de l'onde de marée dans les estuaires est influencée par la friction avec le fond et le débit des fleuves. *Gallo and Vinzon* [2005] ont proposé une modélisation à deux dimensions pour éva-

luer la propagation de la marée jusqu'à Óbidos. Leur but était d'identifier les ondes de marée principales observées, celles qui disparaissent et celles qui persistent à travers le fleuve. Les sorties de leur modèle sont comparées à des données in situ, les deux ont été décomposés via des analyses harmoniques. Il en ressort que la composante *M4* est responsable de l'asymétrie de l'onde de marée (cf. la sous-section 1.2.3) . L'intensité des composantes *M2* et *M4* diminue en remontant vers Óbidos, tandis que la composante *Msf* apparaît. Selon les auteurs cette dernière serait due à des interactions entre les composantes *M2*, *S2* et le débit du fleuve [*Gallo and Vinzon*, 2005].

Durant sa thèse, *Le Bars* [2010] s'est intéressé à la problématique de la marée dans l'estuaire amazonien. Il s'est attaché à mettre en place un modèle adapté aux observations in situ au niveau de l'embouchure et du plateau amazonien. Il a utilisé pour cela le modèle Toulouse–Unstructured Grid Ocean model (T–UGOm) et réussi à reproduire un modèle réaliste sur sa zone d'étude. Ce qui permet de soustraire localement le signal de marée des traces altimétriques.

Peu de modèles dédiés aux fleuves ont été adaptés au fleuve de l'Amazone. Seuls les deux derniers modèles présentés ont simulé notre zone d'étude. Tous ces modèles tentent de comprendre un phénomène particulier du fleuve qui est très complexe. Il est difficile d'appréhender tous les aspects à la fois et d'avoir un modèle unique, qui prenne l'ensemble des phénomènes en compte.

1.7 Conclusion

Le bassin amazonien est un système complexe dans lequel interviennent de nombreux facteurs comme les interactions entre les différents réservoirs/milieux (fleuve, lacs, plaines d'inondations, atmosphère) et la marée pour ne citer qu'elles. Beaucoup d'efforts sont déployés par le gouvernement brésilien et différentes équipes de recherche pour documenter au mieux le bassin. Les données in situ sont très onéreuses et non infaillibles. Il est difficile de les répartir de façon homogène. C'est pour cela que les données satellites sont de plus en plus utilisées pour la validation des modèles ou l'estimation de paramètres comme la largeur d'un fleuve, l'étendue d'un lac, les élévations des niveaux d'eau ou encore le débit. Le plus souvent, il faut faire appel à plusieurs missions satellites, à des données extérieures issues de modèles ou des données in situ pour avoir les informations nécessaires.

La mission SWOT va tenter de pallier en partie au manque de données in situ en fournissant des données de hauteur de surface et de débit pour les fleuves. Les affluents jouent un rôle important à certains endroits, de plus des plaines d'inondations se forment très vite et restent en place jusqu'à 300 jours par an à certains endroits. Le chapitre suivant est consacré à la physique de la mesure SWOT. L'objectif est de savoir s'il sera possible de différencier les milieux et aussi de détecter les zones inondées.

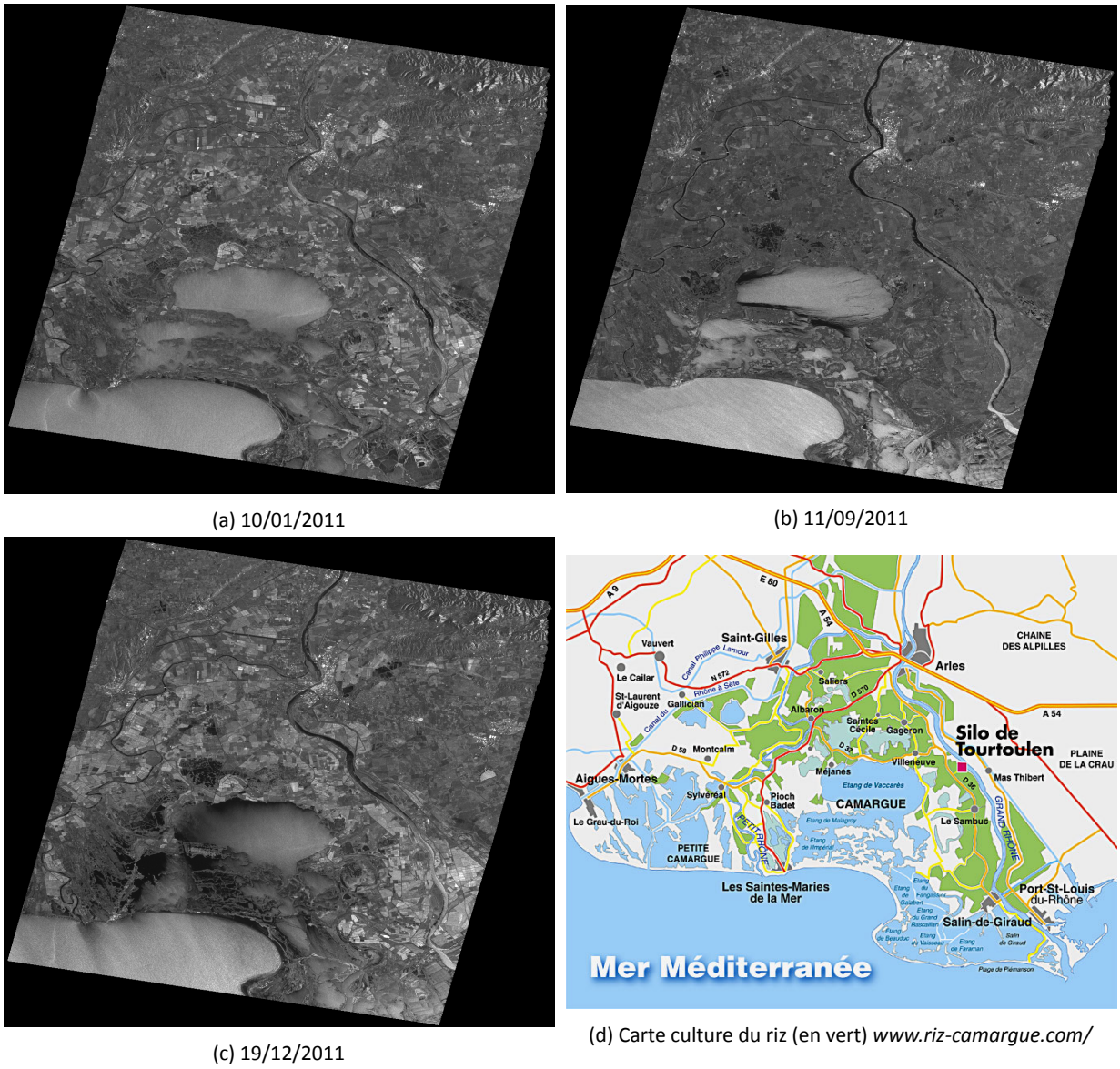
CHAPITRE 2

Interaction onde-surface en bande Ka proche nadir

SWOT est une mission innovante qui fait le lien entre les technologies d'imagerie radar « classique » et l'altimétrie nadir. La première est souvent utilisée afin d'obtenir des informations sur l'état de la surface : humidité des sols, type de cultures, vitesse des vents de surface en mer,... L'altimétrie nadir est avant tout un instrument de mesure de distances et fournit des hauteurs de surfaces. Plusieurs paramètres peuvent être déduits de ce type de mesure, comme la répartition des courants marins ou la bathymétrie. Toutes les informations extraites sont liées à l'interaction de l'onde radar avec la surface. L'inversion des données radar mesurées permet de connaître l'état de la surface (rugosité, humidité, pente, composition du sol,...).

Pour illustrer cette interaction, les trois images (figure 2.1) représentent l'amplitude radar de trois images SAR acquises par TerraSAR-X sur le Delta du Rhône (Camargue, France). Elles correspondent à trois dates différentes : le 10 janvier 2011, le 11 septembre 2011 et le 19 décembre 2011. L'angle de visée ainsi que l'orientation de l'orbite sont identiques dans les trois cas : 18°d'incidence en near range (côté droit des images) et en orbite descendante. Bien que très ressemblantes, les trois images présentent des différences d'amplitude. Les zones brillantes (plus claires) correspondent à un fort retour du signal vers l'antenne. Avec une visée à 18°, les surfaces lisses apparaissent sombres, car le signal retour vers l'antenne est faible.

Au niveau du fleuve, les zones brillantes et sombres ne sont pas identiques sur les trois images. L'étang de Vaccarès et la zone côtière semblent très homogènes durant le mois de janvier (figure 2.1a) et des zones sombres apparaissent aux mois de septembre (figure 2.1b) et décembre(figure 2.1c). Ces changements sont dus en grande partie à l'orientation et la vitesse du vent. En effet, le vent crée des vaguelettes au niveau des surfaces d'eau. Selon son orientation et sa vitesse, les vaguelettes seront plus ou moins importantes (certaines zones sont plus ou moins protégées) et créeront de la rugosité. Ce phénomène se traduit par une brillance plus ou moins marquée au niveau des images SAR.



(a) 10/01/2011

(b) 11/09/2011

(c) 19/12/2011

(d) Carte culture du riz (en vert) *www.riz-camargue.com/*

FIGURE 2.1 – Amplitudes de 3 images TerraSAR-X (©DLR, 2011) à différentes dates au niveau du Delta du Rhône, Camargue,France et carte de la zone

Les zones de terre sont moins sensibles au vent, et les différentes observations d'amplitude entre les trois images ont une autre cause. Sur ces images, les champs agricoles, correspondant principalement à des rizières (figure 2.1d), sont visibles et bien discernables durant le mois de décembre. La récolte du riz commence mi-fin septembre et se termine en octobre-novembre. Ensuite, durant l'hiver les sols sont préparés pour la semence en avril. L'image 2.1b correspond à des plants de riz hauts, prêts à être relevés. Les champs sont sombres, il y a peu de signal retour, le signal subit l'effet de la végétation. Aux mois de janvier (figure 2.1a) et décembre (figure 2.1c), les sols sont labourés (rugosité élevée) et le signal retour plus important.

Cet exemple montre l'importance du rôle des propriétés de la surface dans le signal radar. Pour simuler une image SWOT de façon à ce quelle soit la plus réaliste possible, il est nécessaire d'avoir des modèles qui représentent l'interaction entre l'onde et la surface : ce sont les modèles de coefficient de rétrodiffusion radar (RCS). Les paramètres d'entrée nécessaires seront les caractéristiques de la scène. Ces modèles sont utiles pour comprendre les résultats qui seront obtenus et serviront à préparer la

mission avec notamment la mise en place d'algorithmes alimentant les chaînes de traitement.

Une description du principe de la mesure SAR est présentée en premier lieu. Cette section servira de base pour la suite du manuscrit. Afin de modéliser l'interaction entre l'onde et la surface, il est nécessaire de commencer par la description de la surface elle-même. Seront exposés ensuite les modèles de rétrodiffusion radar les plus usuels. Les résultats obtenus à l'aide des outils réalisés par C. Ruiz de la société Capgemini pour le CNES sont brièvement présentés. L'objectif de ce travail était de déterminer les conditions pour lesquelles la distinction entre l'eau et l'environnement ne serait plus possible [*Ruiz*, 2009]. De nombreux types d'environnement ont été étudiés, seuls les cas de l'eau, de sols nus et de végétation sont décrits.

La configuration proche nadir de la mission impacte les données SWOT dès le moindre relief, c'est le phénomène de *layover*. Il s'agit du mélange d'informations provenant d'objets situés à la même distance de l'antenne. Un pixel peut, par exemple, contenir à la fois le signal en provenance d'une surface d'eau, et celui d'un élément en hauteur, comme la végétation. J'ai mis en place une modélisation afin d'évaluer la sensibilité des mesures au niveau de l'eau (amplitude, hauteur de l'eau) à la présence de végétation.

Table des matières

2.1 Principe de la mesure SAR 53
2.1.1 Création de l'image 53
2.1.2 La résolution 54
2.1.3 Les distorsions géométriques 55
2.1.3.1 Le rapprochement et l'étirement des distances 55
2.1.3.2 Le layover ou repliement 55
2.1.3.3 L'effet d'ombre 55
2.2 La mesure interférométrique 56
2.2.1 Le principe 56
2.2.2 Les modes d'acquisition 57
2.2.3 L'altitude d'ambiguïté 58
2.2.4 Les équations radar 58
2.3 Le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) 59
2.3.1 Définition 59
2.3.2 Description d'une surface 60
2.3.2.1 L'écart-type de la hauteur de surface 61
2.3.2.2 La longueur de corrélation de surface 62
2.3.2.3 Critère de Rayleigh 62
2.4 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar (RCS) 62
2.4.1 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour l'eau 63
2.4.2 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour un sol nu 66
2.4.2.1 Le modèle Physical Optics 66
2.4.2.2 Le modèle de Oh et al. 66
2.4.2.3 Le modèle des faibles perturbations 66
2.4.2.4 Integral Equation Model (IEM) 67
2.4.2.5 Les modèles choisis pour les sols nus dans l'étude du CNES 67
2.4.3 Les modèles de RCS pour la végétation 69
2.4.4 Conclusion 71
2.5 Erreur d'estimation de la phase due à la végétation 72
2.6 Conclusion 95

2.1 Principe de la mesure SAR

2.1.1 Création de l'image

Le radar est un système qui émet des impulsions d'ondes électromagnétiques en direction d'une cible et analyse le signal retour réfléchi par la cible. Il s'agit génralement d'ondes radio ; c'est-à-dire de longueur d'onde allant du centimètre au kilomètre. L'avantage de cette gamme de fréquence est qu'elle est peu sensible à la présence de nuage. Le radar est un capteur dit actif car il mesure la réponse de la cible au signal qu'il a transmis. Par opposition aux capteurs passifs qui mesurent la radiation émise (domaine infrarouge) ou réfléchie par la cible (lumière du Soleil). L'avantage d'un système actif est que le signal de départ est parfaitement connu : forme (impulsion, sinusoïde modulée,...), durée, heure d'émission, ... Grâce à la « déformation » qu'il aura subi, il sera possible d'évaluer : la distance de la cible (temps entre l'émission et la réception) et sa nature (amplitude du signal, puissance perdue).

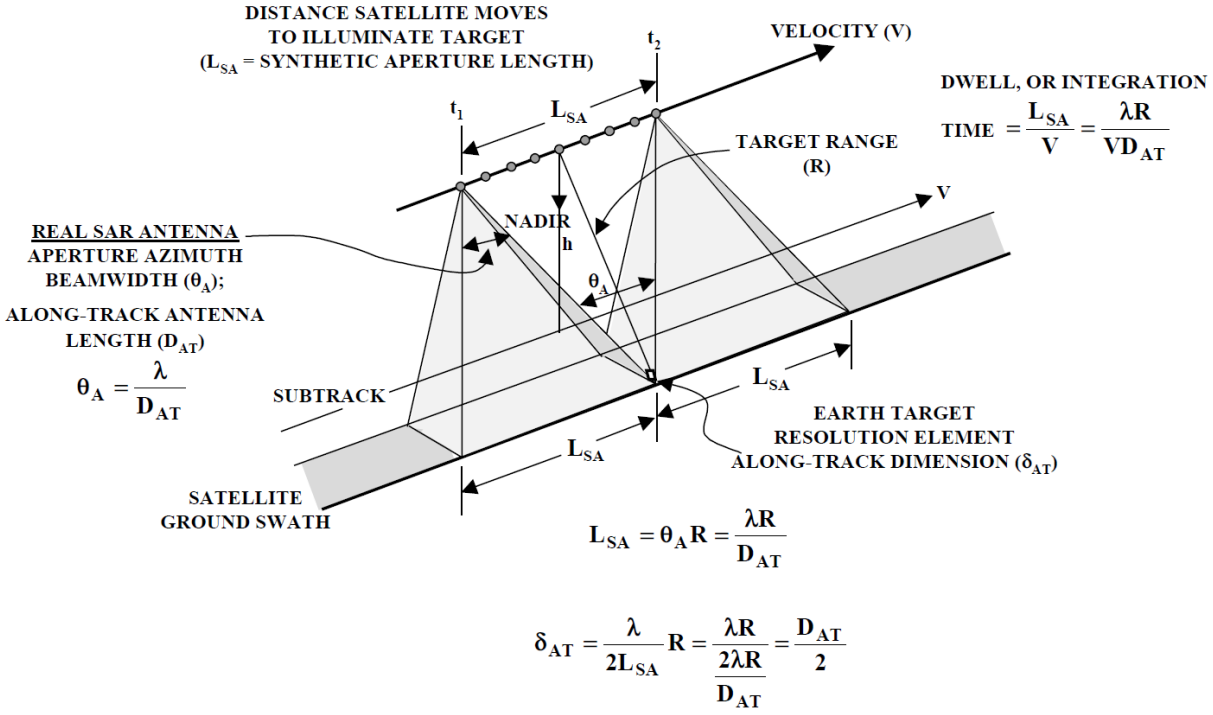


FIGURE 2.2 – Principe de la mesure SAR, [*Jackson and Apel*, 2004] Satellite représenté par le point sur l'axe de vitesse v

Le radar illumine sa cible puis reçoit l'écho retour. Grâce au temps écoulé entre l'émission et la réception, il est possible de déterminer la distance de la cible au satellite. La cible est observée plusieurs fois avec l'avancée du satellite du temps t_1 au temps t_2, cette durée d'observation est liée à l'ouverture d'antenne (θ_A) en azimut (direction d'avancée du satellite)(figure 2.2). Une cible ponctuelle n'est jamais observée seule. En fait, il s'agit de l'observation d'une scène couverte par le diagramme d'antenne. Ce dernier dépend de l'ouverture d'antenne, sa représentation a généralement la forme d'un lobe. Il joue sur l'intensité du signal reçu.

Dans le cas de SWOT, il y a deux antennes, deux images sont alors crées pour chaque demi-fauchée. Le principe reste le même, à l'exception près que l'antenne réceptrice n'est pas forcément l'antenne

émettrice. L'antenne A (cf. figure 1.28) émet sur la fauchée gauche, le signal retour est capté par les deux antennes A et B. Ensuite, l'antenne B émet sur la fauchée droite, et le signal retour est capté par les deux antennes. Ainsi, quatre mesures sont réalisées : deux pour la fauchée gauche et deux pour la fauchée droite, ce qui fait un total de deux couples d'images. C'est à partir d'un couple d'images que l'interférogramme va être produit.

En radar, les coordonnées du point dans l'image sont définies par la distance (ou *range*) et l'azimut. Le *range* correspond à la direction perpendiculaire à la trajectoire du satellite, il s'agit de la mesure de la distance entre la cible et l'antenne. La fauchée est définie par la partie dite proche nadir ou *near range* (NR) qui définit le bord de l'image le plus proche du nadir, soit la plus petite distance ; et la partie *far range* (FR) correspondant au bord opposé. L'azimut est la direction perpendiculaire au range et de direction et sens identiques à l'avancée du satellite.

2.1.2 La résolution

La résolution est la distance nécessaire entre deux cibles pour qu'elles puissent être distinguées. La résolution spatiale en distance δ_r dépend de la durée d'impulsion du signal τ lorsqu'il s'agit d'un radar à impulsion : $\delta_r = \frac{c\tau}{2}$. Dans le cas d'un radar à compression (émission d'une sinusoïde modulée en fréquence appelée *chirp*), la résolution est liée à la largeur de bande β par la relation : $\delta_r = \frac{c}{2\beta}$. Dans le cas de SWOT, la largeur de bande est égale à 200 MHz, ce qui conduit à une résolution intrinsèque de 0,75 m. Lorsque le pixel est projeté au sol, il faut prendre en compte l'angle de visée θ, plus particulièrement son angle complémentaire $\Psi = \frac{\pi}{2} - \theta$. La figure 2.3 illustre le phénomène « d'étirement » des pixels. Les pixels sont plus larges en *near range* qu'en *far range*. Le long de la trace ou de la direction azimut, la résolution dépend de la longueur d'antenne. Dans le cas de SWOT l'antenne mesure 5 m dans la direction azimut, ce qui conduit à une résolution de 2,5 m.

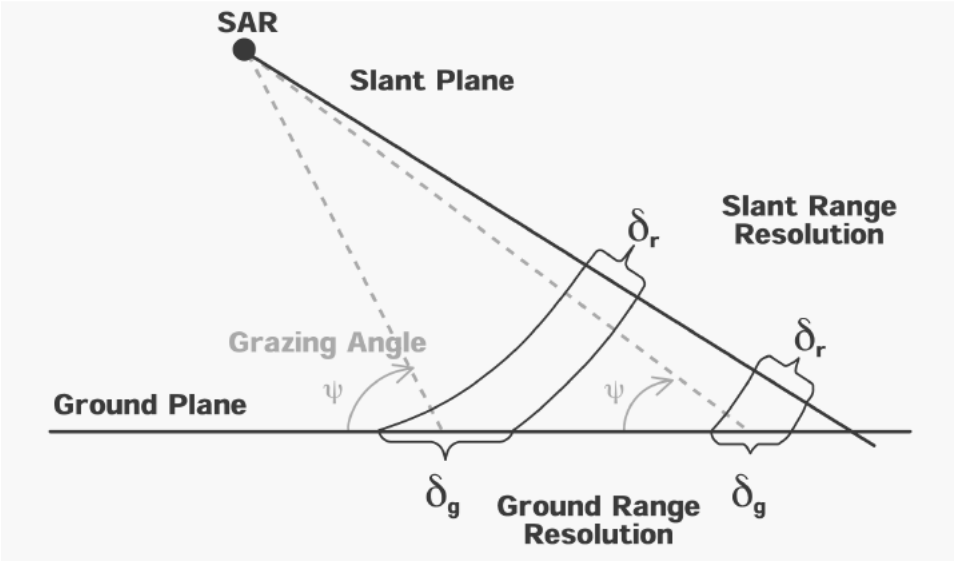


FIGURE 2.3 – Projection de la géométrie radar (*slant range resolution*) à la géométrie sol (*ground range resolution*)[*Jackson and Apel*, 2004]

2.1.3 Les distorsions géométriques

2.1.3.1 Le rapprochement et l'étirement des distances

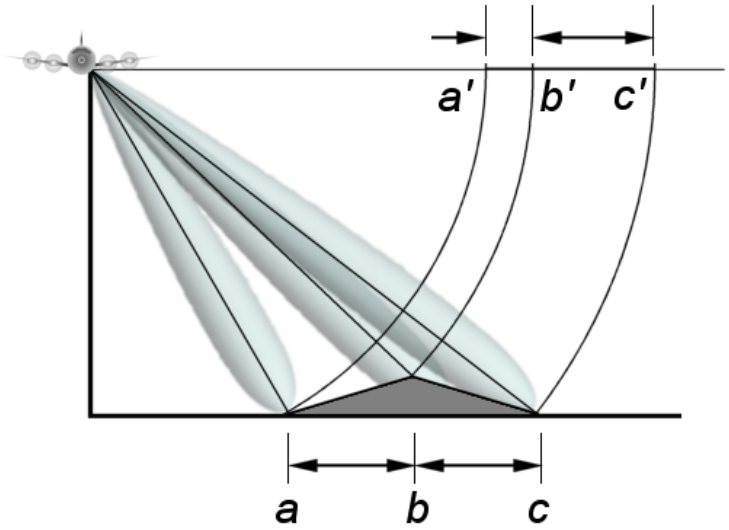


FIGURE 2.4 – Distorsion géométrique : effet de rapprochement et d'étirement des distances

La projection en temps–distance des trois points a, b et c décrivant un relief (figure 2.4) montre que le sommet (point b) et la base du relief (point a) sont observés dans un temps très court. Il se produit un effet de rapprochement, la longueur du versant faisant face au capteur est raccourcie. À l'opposé, les points c et b apparaissent éloignés. Ces deux effets, le rapprochement et l'étirement, rendent l'interprétation visuelle des images radar difficile, car nous sommes habitués aux images réalisées par les capteurs optiques.

2.1.3.2 Le layover ou repliement

Le SAR mesure des distances, c'est-à-dire que lorsque plusieurs points se situent à la même distance de l'antenne, l'information de ces différents points est reçue en même temps et « mélangée ». Ce phénomène de distortion géométrique s'appelle *layover* (figure 2.5). Il se produit en présence de relief, lorsque la pente locale est supérieure à l'angle d'incidence, ou en présence de végétation dense. Plus l'angle de visée est proche du nadir, plus le phénomène de *layover* sera présent.

L'image 2.5 représente deux types de distorsions géométriques, le *layover* et l'ombre. Les pixels sont caractérisés par les chiffres et les surfaces par les lettres. Les traits obliques correspondent à l'échantillonnage en distance. Ainsi, le pixel 1 contient l'information provenant de la surface A. Dans le cas du pixel suivant, les éléments B, F et G sont à la même distance. Le pixel 2 contient les informations provenant des trois surfaces B, F et G. Le *layover* correspond à ce phénomène de mélange d'information. Il se traduit dans l'image par un repliement, la montagne semble « se coucher » en direction de l'antenne.

2.1.3.3 L'effet d'ombre

Une autre distorsion géométrique souvent rencontrée est l'effet d'ombre (figure 2.5). Il se produit en présence de relief, une partie du terrain ne renvoie pas de signal. Les pixels 5,6, 7 et 8 ne reçoivent

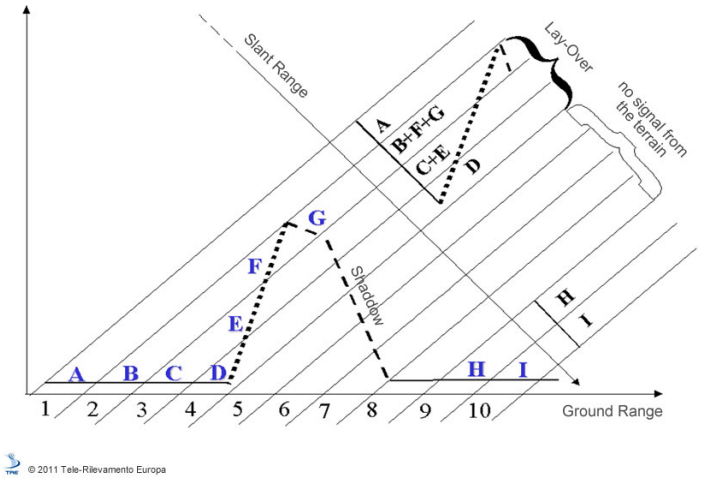


FIGURE 2.5 – Distorsions géométriques : phénomène de *layover* (pixels 2,3 et 4) et d'ombre (pixels 5, 6, 7 et 8). Les pixels sont représentés par les chiffres ; les surfaces observées par les lettres ; l'information finale est représentée sur l'axe *slant range* http ://www.treuropa.com

pas de signal à cause de la présence du relief. Il s'accentue avec de forts angles de visée. Dans le cas de SWOT, les angles de visée étant compris entre 0,6 et 4,1°, l'effet d'ombre sera peu présent.

2.2 La mesure interférométrique

2.2.1 Le principe

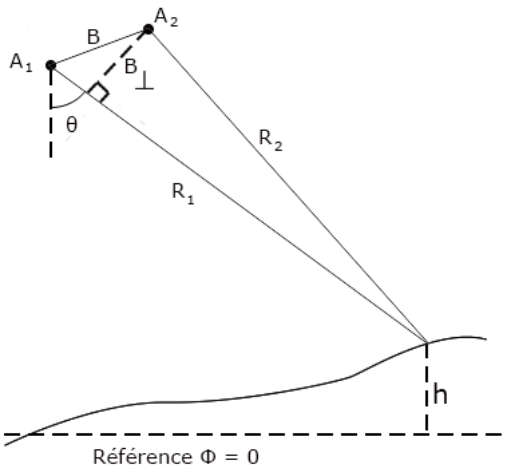


FIGURE 2.6 – Principe de mesure interférométrique

L'interférogramme est la différence de phase des deux images SAR de la fauchée gauche (ou droite) (figure 2.6). Elles sont réalisées au même instant mais avec des orbites décalées, donc avec des distances différentes. Avant de réaliser la différence entre les deux images, elles doivent être calées l'une avec l'autre (ou coregistrées). Cela revient à faire en sorte que les images soient superposables. En général,

l'image reçue par l'antenne non émettrice, nommée image esclave, subit la transformation pour être dans la géométrie de l'image dite maître (image réalisée par l'antenne émettrice–réceptrice).

La phase interférométrique ϕ est liée à la différence entre les trajets parcourus Δr par les ondes entre la cible et chacune des antennes :

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda}\Delta r$$

2.2.2 Les modes d'acquisition

Il existe différents modes d'acquisition, ici ne seront présentés que les deux modes possibles pour SWOT : le mode mono-statique et le mode bistatique.

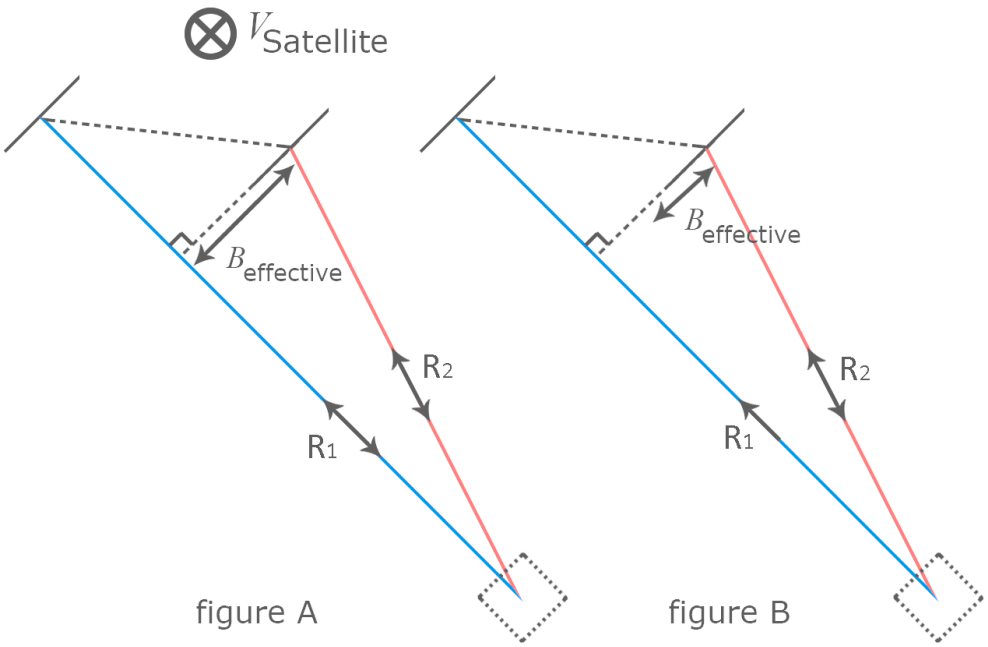


FIGURE 2.7 – Modes d'acquisition : A mono-statique, B bistatique

Deux images sont acquises à deux positions orbitales différentes, chaque antenne émet et reçoit sur une zone d'intérêt, figure 2.7A. Il s'agit du mode mono-statique. Lorsque les images sont effectuées à des temps différents le terme le plus souvent employé est *mode multi-pass*. La phase interférométrique est liée aux trajets parcourus par les ondes émises par chacune des antennes :

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda}(2R_2) - \frac{2\pi}{\lambda}(2R_1) = \frac{4\pi}{\lambda}(R_2 - R_1)$$

avec R_2 et R_1 les distances séparant la cible des antennes 2 et 1. Dans le cas de SWOT, les observations sont effectuées simultanément, chaque antenne peut émettre et recevoir son propre signal. Le mode mono-statique est aussi appelé « mode ping-pong » (PP).

Dans le cas où une seule antenne est émettrice, le signal est reçu par les deux antennes. L'antenne émettrice–réceptrice est appelée « maître » et l'antenne réceptrice est dite « esclave » (figure 2.7B).

Cette configuration était celle mise en place lors de la mission SRTM. Il s'agit du mode bistatique ou « non ping-pong » (NPP). La phase interférométrique devient alors :

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda}(2R_2) - \frac{2\pi}{\lambda}(R_1 + R_2) = \frac{2\pi}{\lambda}(R_2 - R_1)$$

En mode bistatique, la phase interférométrique est divisée par deux par rapport au mode monostatique. La configuration nominale pour SWOT est, pour l'instant, fixée en mode bistatique.

2.2.3 L'altitude d'ambiguïté

L'altitude d'ambiguïté correspond à la différence d'altitude entre deux pixels voisins qui entraîne un tour complet de phase, c'est-à-dire de 2π. Elle est reliée à la distance entre l'antenne et la cible R, la longueur d'onde λ et la distance séparant les deux antennes B.

$$H_a = \frac{R\lambda \tan\theta}{B}$$

Dans le cas de SWOT, l'altitude d'ambiguïté varie entre 8 m en *near range* et 54 m en *far range* (figure 2.8).

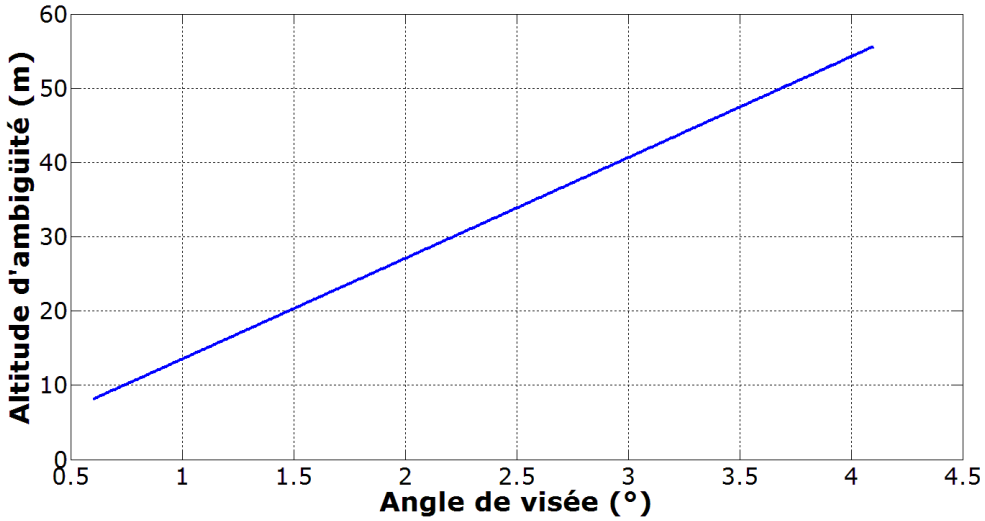


FIGURE 2.8 – Altitude d'ambiguïté en fonction de l'angle d'incidence

2.2.4 Les équations radar

Le système considéré est placé dans un repère orthonormé (x, y, z). La composante x correspond à la direction d'avancée du système, azimut. La composante y est la direction perpendiculaire à la trajectoire, distance. La distance r est définie dans le plan (y,z). Soient deux antennes 1 et 2, situées à une distance respectivement r_1 et r_2 d'une cible (figure 2.9). Les deux antennes sont reliées par un mât dont le centre est à la distance r_0 de la cible. L'antenne 1 émet un

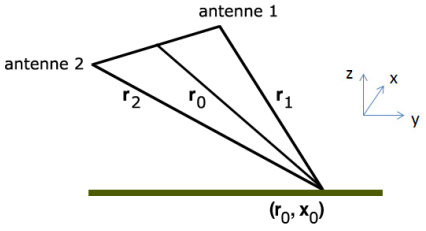


FIGURE 2.9 – Schéma représentant le système interférométrique

signal complexe V_1 qui est réfléchi par la cible et reçu par les
antennes 1 et 2. L'antenne 2 n'étant pas à la même distance
de la cible que l'antenne 1, elle enregistre le signal retour avec un léger décalage.

Les équations des signaux radar reçus peuvent s'écrire telles que [*Rodríguez and Martin*, 1992] :

$$V_1(r_0, x_0) = A \int W\left(r_1 - r_0, x - x_0\right) e^{ikr_1} f(x, y, z) \mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z \tag{2.1}$$

$$V_2(r_0 + \delta r + \Delta, x_0 + \delta x) = A \int W\left(r_2 - (r_0 + \Delta) + \delta r, x - x_0 + \delta x\right) e^{ikr_2} f(x, y, z) \mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z \tag{2.2}$$

Où $W(r, x)$ est la réponse impulsionnelle[1], Δ est le retard de l'antenne 2 par rapport à l'antenne 1 ; δr et δx sont les erreurs liées à la coregistration des deux images ; A est caractéristique du système (gain d'antenne,...) ; f(x,y,z) est l'amplitude de rétrodiffusion de la surface. Elle est telle que :

$$\langle f(x, y, z) f^*(x, y, z) \rangle = \sigma_0(x, y, z, \theta) \delta(x - x') \delta(y - y') \delta(z - z')$$

σ_0 étant le coefficient de rétrodiffusion radar.

Les deux images étant décalées, il est nécessaire de les représenter dans la même géométrie pour les comparer et calculer la phase interférométrique. En général, l'image « esclave » (ou image 2) est transposée à l'image « maître » (image 1). Cette étape est appelée *co-registration*. Les pixels de l'image 2 sont échantillonnés afin de les rendre superposables à ceux de l'image 1.

En supposant qu'il n'y a pas d'erreurs de co-registration, le signal radar interférométrique devient :

$$\begin{aligned}\langle V_1(r_0, x_0) V_2^*(r_0 + \Delta, x_0) \rangle = & A^2 \int \sigma_0(x, y, z, \theta) \delta(x - x') \delta(y - y') \delta(z - z') \mathrm{e}^{ik(r_1 - r_2)} \\ & W\left(r_1 - r_0, x - x_0\right) W^*\left(r_2 - r_0 - \Delta, x' - x_0\right) \mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z\mathrm{d}x'\mathrm{d}y'\mathrm{d}z'\end{aligned} \tag{2.3}$$

C'est le paramètre σ_0 qui traduit l'interaction physique entre le signal radar et la surface observée (en termes de puissance rétrodiffusée vers le radar). La suite de ce chapitre est dédiée à une étude bibliographique des différentes études menées pour modéliser ce coefficient.

2.3 Le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)

2.3.1 Définition

Le coefficient de rétrodiffusion radar, σ_0, est défini comme « le rapport entre l'énergie reçue par le radar et l'énergie que le radar aurait reçu si la surface diffusait l'énergie incidente de façon isotrope » [*Elachi*, 1988]. Son unité est en m^2/m^2, et est exprimée de manière générale en décibel ($10 * \log(\sigma_0)$).

1. La réponse impulsionnelle est la réponse de l'instrument quand le signal est émis vers une cible ponctuelle isolée

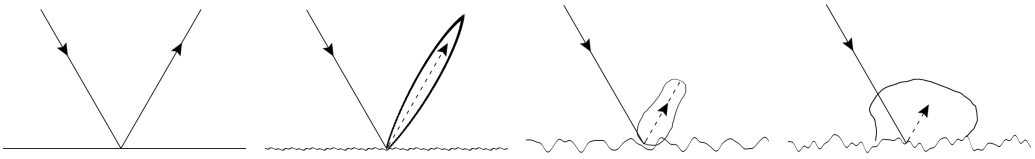
La puissance reçue par l'antenne radar, P_r, dépend : de la puissance en entrée de l'antenne P_t ; le gain d'émission G_t ; la surface équivalente radar SER ; des pertes en espace libre à l'émission et en réception ; et la surface effective de l'antenneA_r.

$$P_r = \underbrace{P_t G_t}_{\text{puissance rayonnée}} \overbrace{\left(\frac{1}{4\pi R_t^2}\right)}^{\text{Pertes en espace libre à l'émission}} SER \underbrace{\left(\frac{1}{4\pi R_r^2}\right)}_{\text{Pertes en espace libre en réception}} A_r$$

La surface équivalente radar, Radar Cross Section Radar (RCS), dépend de la surface effective de la cible, du pourcentage de puissance absorbée et du gain de diffusion dans la direction du récepteur. Le coefficient de rétrodiffusiion correspond à la moyenne du rapport entre la SER et la surface physique de l'élément réflecteur supposé homogène :

$$\sigma_0 = \langle \frac{SER}{A} \rangle \tag{2.4}$$

Ce coefficient est sensible à l'angle d'incidence et aux caractéristiques de sa cible, telles que sa composition (argile, sable, eau,...), sa rugosité par rapport à la longueur d'onde du signal radar, et son pourcentage d'humidité (contenu en eau).



(a) très lisse (b) lisse (c) rugueux (d) très rugueux

FIGURE 2.10 – Exemples de diagrammes de rétrodiffusion pour des surfaces allant de très lisses à très rugueuses pour une longueur d'onde donnée

Les schémas de la figure 2.10 représentent l'évolution du diagramme de rétrodiffusion pour une longueur d'onde donnée en fonction de la rugosité de la surface. Plus la surface est lisse, plus la puissance du signal réfléchira de façon spéculaire. C'est ce qui se produit au niveau des surfaces d'eau non exposées au vent dans les images 2.1. Si la surface est suffisamment rugueuse, une partie du signal sera rétrodiffusée en direction de l'antenne, d'où un effet de brillance au niveau de l'eau. Dans la configuration nadir, un maximum de puissance sera obtenu pour une surface lisse.

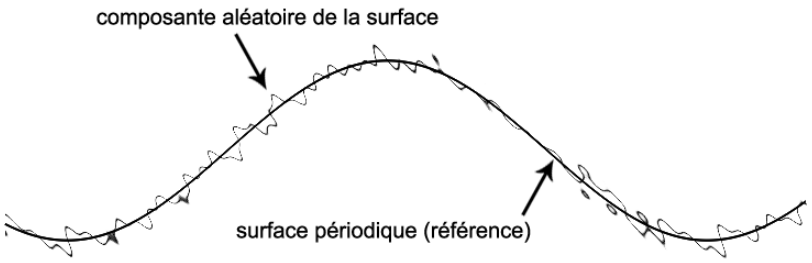
2.3.2 Description d'une surface

Une surface est décrite par différentes caractéristiques : son contenu en eau ou humidité, sa composition (neige, terre, argile, sable,...), sa température et sa rugosité. De ces différents éléments, la rugosité est le plus difficile à estimer.

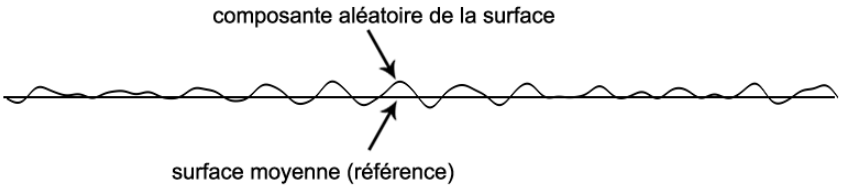
La rugosité de la surface est définie généralement par deux paramètres : l'écart-type de la hauteur de surface (h_{rms}) et la longueur de corrélation de surface (l_c) [*Ulaby et al.*, 1982] . Ils décrivent la variation statistique de la composante aléatoire de la hauteur de la surface par rapport à une surface de référence.

Les paramètres de rugosité pour les sols sont mesurés à l'aide d'un rugosimètre à aiguilles ou laser. Le premier est le plus couramment utilisé car simple à manier et à déplacer. Il s'agit d'un socle fixe mesurant de 1 à 3 m dans lequel coulisse des aiguilles espacées de 0,5 à 2 cm. Le bas des aiguilles touchent le sol. La partie haute des aiguilles est prise en photo pour estimer les hauteurs de chaque aiguille. La hauteur de chaque aiguille est relevée, après numérisation de la photographie, et le profil de mesure est obtenu. Dû à l'espacement entre les aiguilles, cet instrument est moins précis qu'un rugosimètre laser (1 mm en précision horizontale). Un rugosimètre à aiguille ne permet pas de mesurer la rugosité millimétrique. Le rugosimètre à laser est cependant moins utilisé sur le terrain car il est difficilement maniable. *Davidson et al.* [2000] ont mis en évidence que selon la longueur du profil de mesure utilisé, les paramètres de rugosité changent.

Il n'est pas possible de mesurer les caractéristiques citées ci-dessus d'une surface d'eau à l'aide d'un rugosimètre à laser et encore moins à aiguilles. Une possibilité est de mesurer les variations de l'élévation de l'eau avec des capteurs de pression [*Negrel*, 2011]. Dans le cas de la bande Ka, de longueur d'onde de 8 mm, les capteurs doivent être assez proches les uns des autres et très précis. De plus, l'introduction d'un capteur dans l'eau proche de la surface perturbe l'état de la surface. Dans la littérature, d'autres paramètres plus facilement mesurables sont considérés pour caractériser la rugosité de l'eau notamment les pentes de la surface et la variance des pentes [*Valenzuela*, 1978; *Ulaby et al.*, 1982; *Fung*, 1994; *Tanelli et al.*, 2006; *Bringer et al.*, 2012].



(a) superposition d'une surface de référence périodique avec une composante aléatoire



(b) superposition d'une surface de référence plate avec une composante aléatoire

FIGURE 2.11 – Deux cas de surfaces

2.3.2.1 L'écart-type de la hauteur de surface

L'écart-type de la hauteur de surface décrit la composante aléatoire de la surface par rapport à une surface de référence (figure 2.11). Dans un plan xy, z(x, y) est la hauteur d'un point situé aux coordonnées (x, y) de ce plan. L'écart-type de la hauteur de la surface unité, s, appelé aussi h_{rms}, est donnée par :

$$s = h_{rms} = \sqrt{\bar{z^2} - \bar{z}^2}$$

où $\bar{z}$ est la moyenne des hauteurs, $\bar{z^2}$ est le moment du deuxième ordre (la moyenne des carrés de z).

2.3.2.2 La longueur de corrélation de surface

La fonction d'autocorrélation normalisée, pour un profil z(x) unidimensionnel, est définie par

$$\rho(x') = \frac{\int z(x)z(x+x')\mathrm{d}x}{\int z^2(x)\mathrm{d}x}$$

Elle mesure la similitude entre la hauteur des points z placé en x et x + x'.

La longueur de corrélation de surface l_c correspond au déplacement x' pour lequel

$$\rho(x') = 1/e \qquad \text{soit} \qquad \rho(l_c) = 1/e$$

Elle permet de définir la dépendance statistique entre deux points. Si la distance entre ces deux points est supérieure à l_c, alors leur hauteur est considérée statistiquement indépendante. Dans le cas d'une surface parfaitement lisse, la longueur de corrélation de surface tend vers l'infini.

2.3.2.3 Critère de Rayleigh

La définition d'une surface lisse ou rugueuse dépend de la longueur d'onde d'observation. Le critère de *Rayleigh* permet de déterminer cette caractéristique pour une longueur d'onde donnée[*Ulaby et al.*, 1982]. Il établit qu'une surface est considérée lisse si l'écart-type de la hauteur est inférieur au huitième du rapport de la longueur et du cosinus de l'angle de visée.

C'est-à-dire $s < \dfrac{\lambda}{8\cos\theta}$

Cette équation montre que pour un écart-type de hauteur donné, plus la longueur d'onde d'observation est grande, plus la surface sera « lisse ». La probabilité d'avoir alors une réflexion comme représentée sur l'image 2.10b augmente.

La figure 2.12 représente le critère de Rayleigh dans le cas de la bande Ka, 8 mm de longueur d'onde, dans la zone de visée de SWOT (0,6 à 4,1°). D'après le critère de Rayleigh, les surfaces de s supérieur à 1 mm seront perçues comme rugueuses.

2.4 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar (RCS)

Les différents modèles de coefficients de rétrodiffusion radar sont brièvement présentés. Cette liste n'est évidemment pas exhaustive, elle répertorie quelques modèles fréquemment utilisés. Pour mener à bien mon étude sur le *layover*, j'ai choisi de modéliser les différents coefficients de rétrodiffusion radar en me basant sur l'étude bibliographique que j'ai réalisée. Dans le cadre d'une étude menée par la société Capgemini pour le CNES [*Ruiz*, 2009], d'autres modèles ont été choisis, ils serviront d'entrée pour le simulateur d'image SAR présenté au chapitre 3.

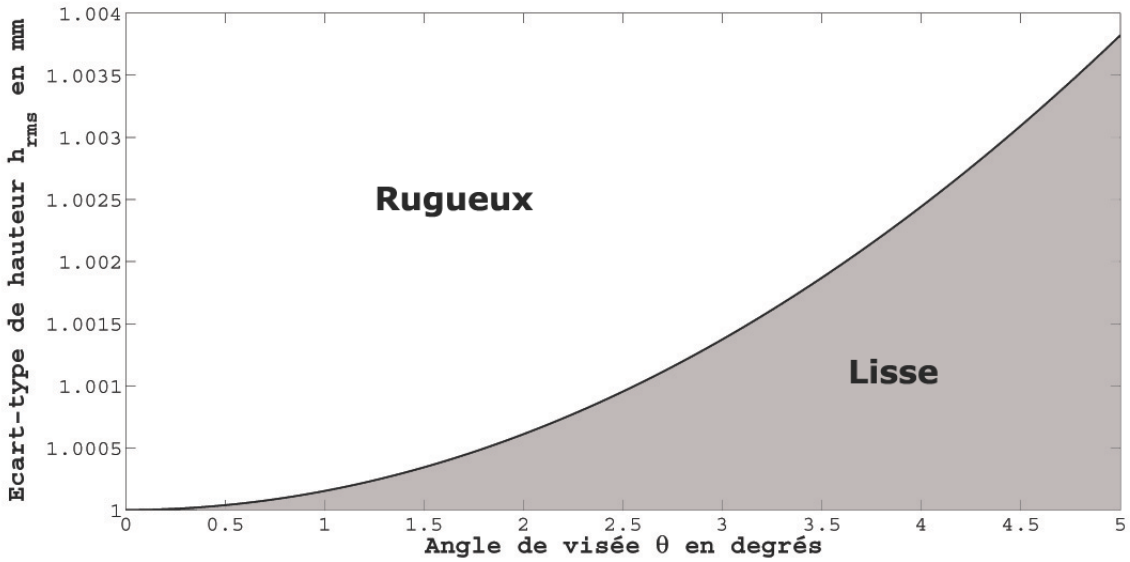


FIGURE 2.12 – Critère de Rayleigh pour la bande Ka

Le CNES a mis en place une campagne de mesures aéroportées en bande Ka en février-mai 2011 afin de valider leur choix de modélisation des coefficients de rétrodiffusion radar. Les vols ont été réalisés par l'Office National d'Etudes et de Recherches Aéronautiques (ONERA) à l'aide du motoplaneur Busard. Durant les différents vols, des mesures in situ étaient réalisées par l'UMR TETIS et le LEGOS. Il s'agissait de relevés de niveau d'eau, de mesures de rugosité des sols nus et de l'eau.

2.4.1 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour l'eau

De manière générale, les études qui portent sur la modélisation du coefficient de rétrodiffusion radar de l'eau sont faites en plein océan. L'objectif est d'extraire des informations de vitesse de vent, de hauteur de vagues et de vitesses de courant. Le modèle le plus fréquemment utilisé en imagerie radar est la théorie de Bragg [*Valenzuela*, 1978; *Hwang et al.*, 2010]. L'idée est de décomposer une surface en ses composantes de Fourier. Cette méthode est valable pour les grands angles d'incidence.

FIGURE 2.13 – Modéle à facettes ou optique géométrique

Dans le cas de SWOT, les angles d'incidence sont faibles, le modèle dit Geometric Optic (GO) ou modèle à facettes est plus approprié [*Valenzuela*, 1978; *Vandemark et al.*, 2004; *Tanelli et al.*, 2006; *Walsh et al.*, 2008]. La surface est approximée par une succession de facettes de taille variable. Ce modèle est basé sur la méthode de Kirchhoff généralement utilisée pour les surfaces rugueuses [*Ulaby et al.*, 1982]. Il s'agit de l'approximation du plan tangent qui considère que le champ, en un point A, est égal au champ qui serait produit par le plan tangent à ce point. Ainsi, il dépend seulement des coefficients de

réflexion de Fresnel calculés pour l'incidence locale. L'approximation de Kirchoff est une approximation locale dans laquelle le champ au point A de la surface est indépendante des autres points environnants. Elle ne prend pas en compte l'effet de la diffraction multiple ni les effets de courbure.

Deux hypothèses sont donc : le rayon de courbure de la surface est en chaque point supérieur à la longueur d'onde, et les dimensions horizontales de la rugosité sont supérieures à la longueur d'onde. Elles impliquent des pentes assez faibles et les diffusions multiples sont négligées.

Afin de résoudre les équations du champ total, il est nécessaire de faire une approximation supplémentaire. Le modèle GO correspond à une approximation au niveau de la phase, elle est considérée stationnaire. Cette hypothèse signifie que la réflexion ne se produit qu'en présence de diffuseurs spéculaires à la surface. C'est pour cela que ce modèle est utilisé dans le cas de surfaces rugueuses dont le coefficient de rétrodiffusion radar varie peu avec l'angle d'incidence en proche nadir.

La rétrodiffusion de la facette dépend de sa taille par rapport à la longueur d'onde. Une facette qui semble infinie réfléchira de façon spéculaire ; tandis que pour une facette étroite, la puissance du signal se dispersera dans plusieurs directions. Ce modèle est valable dans les cas où la longueur de corrélation (l_c) et l'écart-type des hauteurs de surface (s) respectent les conditions suivantes [*Ulaby et al.*, 1986] :

$$l_c^2 > 2.76\lambda s \qquad kl_c > 6 \qquad (k = 2\pi/\lambda \text{ est le nombre d'onde})$$
$$\text{et} \quad (2ks\cos(\theta))^2 > 10$$

Dans ce type de modélisation, les paramètres nécessaires sont : l'angle d'incidence θ, la moyenne quadratique (ou RMS) des pentes de la surface $m = \sqrt{\bar{x^2}}$ ou la variance des pentes $s_m = \bar{x^2} - \bar{x}^2$ et le coefficient de Fresnel $\Gamma(0)$ à 0°(au nadir).

pour une surface isotrope (partie cohérente du signal)

$$\sigma_{0GO}(\theta) = \frac{\Gamma(0)}{s_m^2 \cos^4(\theta)} \exp\left(\frac{-\tan^2(\theta)}{s_m^2}\right)$$

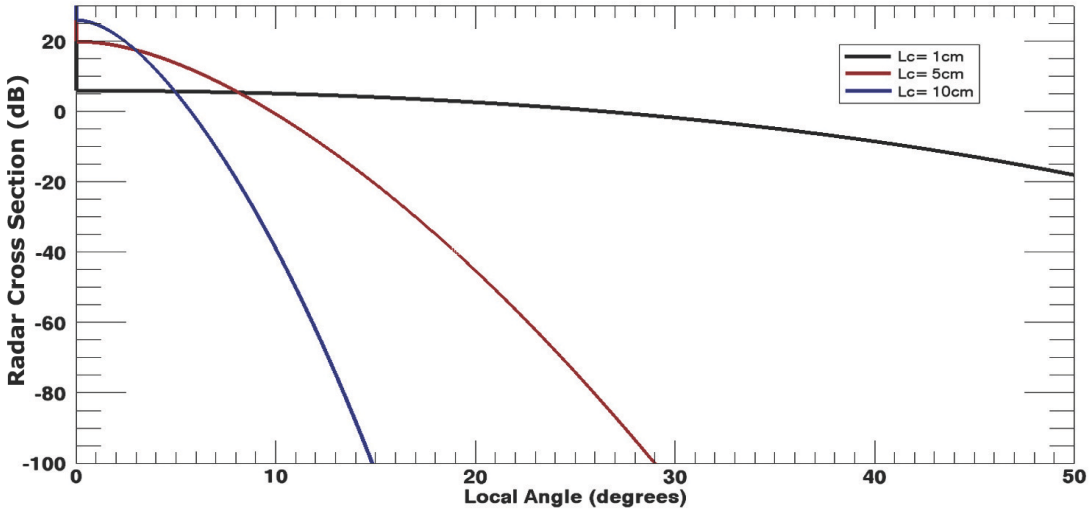
pour une surface non isotrope (partie incohérente du signal)

$$\sigma_{0GO}(\theta) = \frac{\Gamma(0)}{2m^2 \cos^4(\theta)} \exp\left(\frac{-\tan^2(\theta)}{2m^2}\right)$$

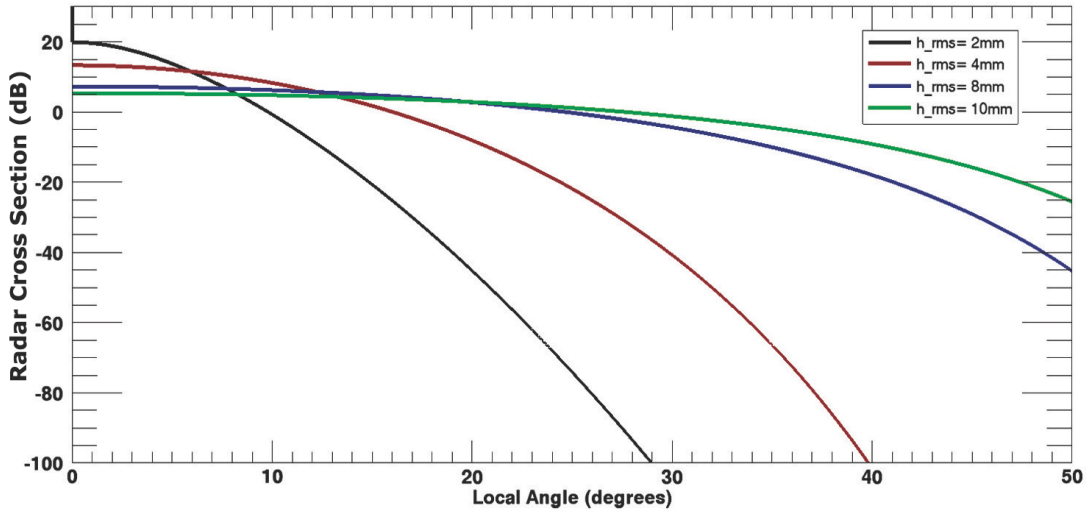
La partie cohérente a une contribution plus faible que la partie incohérente du signal [*Ulaby et al.*, 1986]. Le coefficient de Fresnel dépend des constantes diélectriques des milieux, en l'occurrence l'air et l'eau. La constante diélectrique de l'eau est évaluée en utilisant la modélisation proposée par *Meissner and Wentz* [2004] dans l'étude de Capgemini pour le CNES.

Ces deux fonctions sont maximales lorsque θ est nul, ce qui crée un « pic » au nadir. Ce phénomène a bien été observé durant les mesures in situ [*Walsh et al.*, 2008]. Dans l'étude menée par Capgemini pour le CNES sur les coefficients de rétrodiffusion radar, il a été choisi le modèle GO dont sont présentés brièvement les résultats.

Les paramètres de rugosité de l'eau ne sont pas décrits comme pour les sols nus. Généralement, la composante utilisée est l'écart-type de la pente de la surface ou la longueur de rugosité adimensionnelle de Charnok [*Vandemark et al.*, 2004; *Ueno and Deushi*, 2003]. Pour modéliser un coefficient de rétrodiffusion de l'eau réaliste, je me suis basée sur les mesures réalisées dans ces deux articles.



(a) s=2mm ; l_c est égale à : 1cm (noir), 5cm(rouge), 10cm(bleu)



(b) l_c= 5cm ; s est égale à : 2mm(noir), 4mm(rouge), 8mm(bleu), 10mm(vert)

FIGURE 2.14 – Sorties du modèle de rétrodiffusion radar pour l'eau

La figure 2.14 présente les différents résultats obtenus pour l'eau. J'ai testé différentes longueurs de corrélations pour un s fixé à 2 mm. Plus la longueur de corrélation est grande, plus la surface est lisse et donc la réflexion est spéculaire. Cela se traduit par de forts coefficients de rétrodiffusion au nadir et une chute des valeurs avec l'augmentation de l'angle de visée.

Je fixe ensuite la longueur de corrélation à une valeur moyenne de 5 cm, et fais varier les écarts-types de hauteur. Les surfaces deviennent de plus en plus rugueuses, ce qui a pour conséquence d'obtenir de faibles valeurs de coefficient de rétrodiffusion.

Ce modèle répond aux paramètres de rugosité de manière cohérente avec les observations des différents articles cités précédemment. Cependant, le modèle ne peut être considéré comme correct pour les angles d'incidences supérieurs à 10°, il faudra alors le coupler au modèle de Bragg [*Valenzuela*, 1978]. Le croisement des différentes courbes semble se produire aux alentours de 10° d'incidence, mais compte tenu du modèle choisi, il est moins marqué que ce qui est observé dans l'article de *Tanelli et al.* [2006].

2.4.2 Les modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour un sol nu

Plusieurs modèles ont été développés pour modéliser le coefficient de rétrodiffusion radar d'un sol nu, chacun ayant ses limites de validité. Les détails de calculs et d'approximations ne seront pas abordés dans ce manuscrit, pour plus d'informations le lecteur est invité à se référer aux ouvrages de *Ulaby et al.* [1982],*Elachi* [1988] et *Fung* [1994].

2.4.2.1 Le modèle Physical Optics

Le modèle Physical Optics (PO) est basé sur les équations du modèle de Kirchoff. Une approximation scalaire est faite sur les champs (passage de forme vectorielle à scalaire) [*Ulaby et al.*, 1982]. Étant donné que seules les faibles pentes sont prises en compte, ce modèle n'est pas utilisable pour les surfaces très rugueuses. Les conditions de validité sont :

$l_c^2 > 2.76s\lambda \quad kl_c > 6$
$m < 2.5$ m est la moyenne quadratique de la pente de la surface

Comme il a été vu en abordant le critère de Rayleigh, la bande Ka ne permet pas d'utiliser cette approximation car presque toutes les surfaces sont considérées comme rugueuses à cette longueur d'onde.

2.4.2.2 Le modèle de Oh et al. [Oh et al., 1992]

Il s'agit d'un modèle semi-empirique sur des données radar (bandes X, C et L). Ce modèle possède un domaine de validité assez large, pour un contenu en eau des sols compris entre 0,09 et 0,31 :

$$0.1 < ks < 6 \quad \text{et} \quad 2.5 < kl_c < 20$$

Bien qu'ayant un domaine de validité assez large, cette modélisation ne peut pas être considérée. En effet, elle est basée sur des mesures empiriques à des longueurs d'ondes plus grandes que celle de la mission SWOT. Or, il est clair que les surfaces ne sont pas perçues de la même façon par les différentes longueurs d'ondes.

2.4.2.3 Le modèle des faibles perturbations

Le modèle des faibles perturbations, ou Small Perturbation Model (SPM), est utilisé dans le cas de surfaces lisses. Le champ diffusé s'écrit alors comme une série de perturbations. Dans ce cas, la longueur de corrélation et l'écart-type de la hauteur de surface sont petites devant la longueur d'onde. Les conditions d'utilisation sont un écart-type de hauteur s inférieur à 5% de la longueur d'onde et un écart-type de pente de surface ($\sqrt{s_m}$) inférieur ou égal au produit ks. Dans le cas de SWOT, cela équivaut à un s inférieur à 0,4 mm ($0.05\lambda_{Ka} = 0.4$mm pour SWOT). Peu de surfaces naturelles ont un écart-type de hauteur si faible. Ce modèle n'est pas valable pour cette étude.

2.4.2.4 *Integral Equation Model (IEM)*

L'ordre de grandeur de la longueur d'onde de SWOT conduit à utiliser le modèle Integral Equation Model (IEM) développé par *Fung et al.* [1992]; *Fung and Chen* [2004]. Ce modèle est une combinaison de la méthode de Kirchoff et du modèle des faibles perturbations. Les équations de Maxwell sont écrites sous forme d'intégrales, et les approximations sont liées aux caractéristiques de surface. Les interactions de l'onde avec les rugosités sont prises en compte pour la diffusion multiple.

Le domaine de validité très large de ce modèle, en fait l'un des plus utilisés :

$$ks < 3 \quad ; \quad k^2 l_c s < a\sqrt{\epsilon}$$
$$\frac{(ks\cos\theta)}{\sqrt{0.46 k l_c}} \exp\{-\sqrt{0.92 k l_c\,(1-\sin\theta)}\} \ll 1$$

Où a est un paramètre égale à 1,2 dans le cas d'une fonction de corrélation exponentielle et à 200 si elle est de type gaussienne. Ces expressions ont été obtenues en comparant les sorties du modèle à des données terrain.

La plupart des sols ont une moyenne quadratique de pente (m) faible. Les diffusions multiples peuvent être négligées. Le coefficient de rétrodiffusion dépend du nombre d'onde, de l'angle d'incidence et des paramètres de la surface (rugosité, constante diélectrique). La constante diélectrique est calculée en utilisant la méthode proposée par *Hallikainen et al.* [1985] pour les modélisations mises en place par Capgemini. Il faut dans ce cas fournir l'humidité du sol et sa composition (pourcentage de sable, argile). Pour une polarisation pp (p=horizontale ou verticale), le coefficient de rétrodiffusion s'écrit :

$$\sigma_{0IEM}(\theta) = \frac{k}{2}\mathrm{e}^{-2k_z^2 s^2} \sum_{n=1}^{\infty} s^{2n} |I_{pp}^n| \frac{W^n(-2k_x, 0)}{n!}$$

$k_x = k\sin\theta \quad k_z = k\cos\theta$

W^nest la transformée de Fourier de la fonction de corrélation à la puissance n

$$I_{pp}^n = (2k_z)^n f_{pp}\mathrm{e}^{-k_z^2 s^2} + \frac{k_z^n}{2}\left(F_{pp}(-k_x, 0) + F_{pp}(k_x, 0)\right)$$

$$f_{HH} = \frac{-2\Gamma_\perp}{\cos\theta} \quad f_{VV} = \frac{2\Gamma_\parallel}{\cos\theta} \quad \Gamma \text{ coefficient de Fresnel}$$

Pour plus détails, ces formules sont tirées de l'article de *Fung et al.* [1992] et du livre de *Fung* [1994].

2.4.2.5 *Les modèles choisis pour les sols nus dans l'étude du CNES*

Afin de modéliser les coefficients de rétrodiffusion radar des sols nus, leur choix s'est porté sur les modèles IEM et GO. Lorsque les deux modèles sont valables, IEM est favorisé. La figure 2.15 représente les domaines couverts par les deux modèles. Avec une longueur d'onde de 8 mm , le nombre d'onde est égal à 785,4 m^{-1}. Les cas non couverts correspondent donc à des écart-types ou des longueurs de corrélations inférieures au millimètre. Ils couvriront donc tous les cas envisageables.

Là encore, j'ai voulu tester ces deux modèles. Afin d'obtenir des simulations réalistes, je me suis basée sur les articles de *Oh et al.* [1992], *Jackson et al.* [1997] et *Davidson et al.* [2000] pour obtenir des

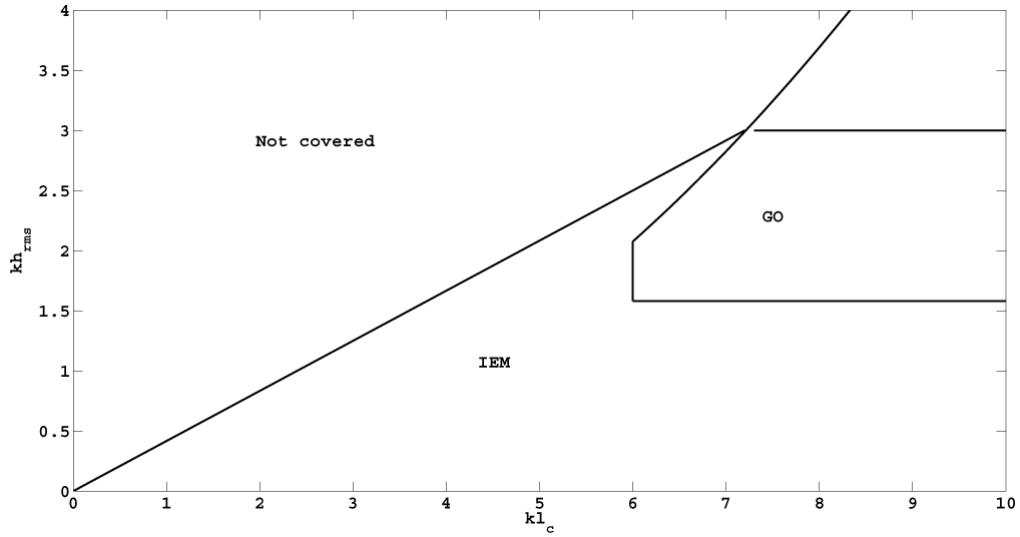


FIGURE 2.15 – Domaine de validité des modèles choisis : Integral Equation Model et Geometric Optic

paramètres de rugosité pour des sols nus. Il résulte de ces études que la longueur du profil (le profil correspond à la longueur du rugosimètre) joue un rôle essentiel pour l'estimation de caractéristiques. Dans le cas de champs agricoles, plus le profil est long plus les valeurs obtenues sont élevées. Les relevés choisis doivent être en rapport avec la longueur d'onde considérée. Selon la bande de fréquence, une motte de terre peut être considérée comme une surface ou une rugosité. Dans le cas de SWOT, les petites structures impactent plus que dans le cas des autres instruments radar. Il semble que de manière générale l'écart-type de hauteur soit de 1,5 cm et la longueur de corrélation varie de 1 cm à 10 cm. Ces valeurs correspondent à des ks et kl_c supérieures à 11,8 et 7,8 respectivement (domaine GO). Le seul article à fournir des données assez faibles pour être dans le domaine de validité du modèle IEM ($s < 4$mm) est celui de *Tagawa et al.* [2004]. Or, ces mesures ont été réalisées en laboratoire et ne sont pas confirmées par des mesures terrain. J'ai donc utilisé les mesures issues des relevés effectués par *Davidson et al.* [2000] avec un profilomètre de 50 cm. Les mesures obtenues par *Oh et al.* [1992] et *Jackson et al.* [1997] correspondent à des ks compris entre 3 et 30 et kl_c entre 60 et 100. Comme pour l'eau chaque paramètre varie : la longueur de corrélation (figure 2.16a), l'écart-type de hauteur (figure 2.16b) et l'humidité du sol (figure 2.16c). L'écart-type de hauteur est fixé à 1 cm, l'humidité à 10% et la longueur de corrélation varie. Les valeurs obtenues sont plus faibles que pour l'eau au nadir. Le même phénomène de diminution des valeurs avec l'angle de visée pour les surfaces les plus lisses est aussi observé. Notons que les courbes se coupent autour de 20–25°. Dans le cas où la longueur de corrélation est fixée et s varie, les mêmes tendances sont obtenues. Lorsque l'humidité augmente (figure 2.16c), les valeurs du coefficient de rétrodiffusion augmentent aussi. Les courbes restent parallèles entre elles.

Le modèle répond à nos attentes : l'augmentation de l'humidité augmente le coefficient de rétrodiffusion radar ; plus la surface est lisse, plus elle réfléchit de manière spéculaire.

Cependant, il semble que pour modéliser les sols nus, seul le modèle GO soit utilisé. Les cas choisis ne correspondent pas aux conditions de validité du modèle IEM.

La figure 2.17 est un cas extrême, les mêmes valeurs de rugosités sont imposées à l'eau et au sol. Il considère que le sol nu est aussi lisse que l'eau : $s = 2$mm et $l_c = 10$cm. Ces valeurs ne sont pas

réalistes pour un sol nu. La différenciation entre les deux milieux se fait alors, seulement via la constante diélectrique. Ce qui a pour conséquence une eau qui réfléchit moins que le sol.

Les modélisations choisies par le CNES pour étudier les coefficients de rétrodiffusion radar sont les modèles GO et IEM. Ils sont tous deux appliqués à l'eau et au sol nu. Le choix du modèle se basant sur les caractéristiques de rugosité. Il en ressort que les cas réels les plus fréquents correspondent au modèle GO et non IEM. Ce modèle étant utilisé aussi bien pour l'eau que le sol, la différenciation eau–sol n'est possible que si les deux milieux ont des rugosités bien différentes.

Bien qu'en théorie les modèles GO et IEM aient un domaine de validité assez large, il est nécessaire de les affiner ou de les compléter via des mesures expérimentales pour couvrir les cas où les produits du nombre d'onde avec la longueur de corrélation ou l'écart-type de hauteur sont élevés (supérieurs à 20).

2.4.3 Les modèles de RCS pour la végétation

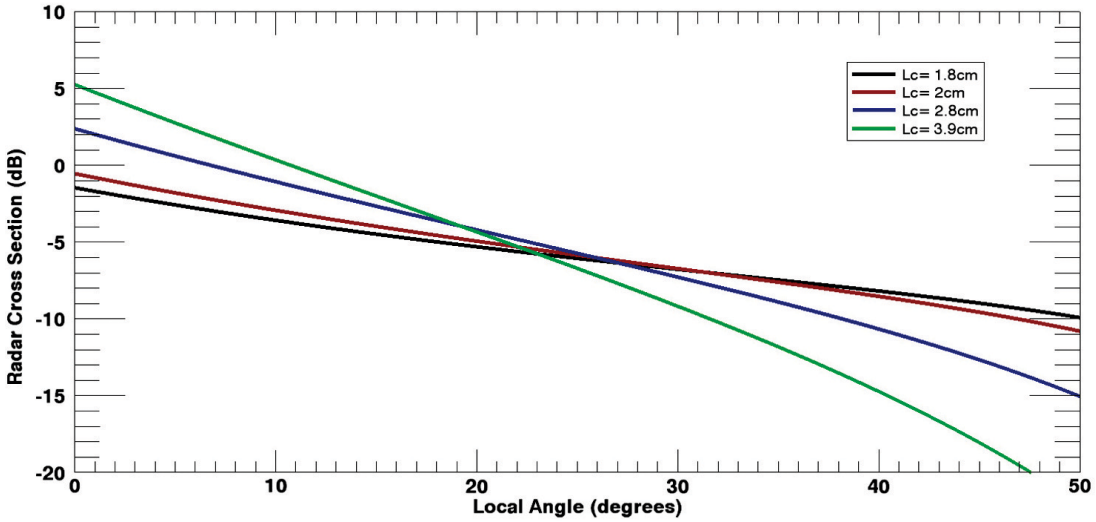
Modéliser le coefficient de rétrodiffusion de la végétation n'est pas aisé. Il est nécessaire de prendre en compte les interactions de l'onde électromagnétique avec le feuillage, les branches, les rebonds multiples... . Il existe plusieurs modèles, chacun ayant ses contraintes et ses avantages. Ils décrivent la propagation de l'onde électromagnétique dans un milieu avec qui elle va interagir (diffusion, absorption,...) et tentent la plupart du temps d'inverser les équations de transfert radiatif.

Attema and Ulaby [1978] ont proposé le « water cloud model ». L'idée est que dans le cas d'une végétation sèche, la canopée est composée en grande partie d'air en volume, et les feuilles peuvent être assimilées aux gouttelettes dans les nuages, des petites particules diffusantes. Ce modèle est semi-empirique, les paramètres sont évalués pour différentes longueurs d'onde (8,6, 13 et 17 GHz). Il fournit de bons résultats pour les bandes de fréquences allant de la bande X (8GHz) à Ku (17GHZ). Ce modèle, assez simple, a besoin du contenu en eau des feuilles (masse humide et masse sèche), de la hauteur de la végétation et l'humidité du sol présent sous la végétation. Il pourrait être extrapolé à la bande Ka.

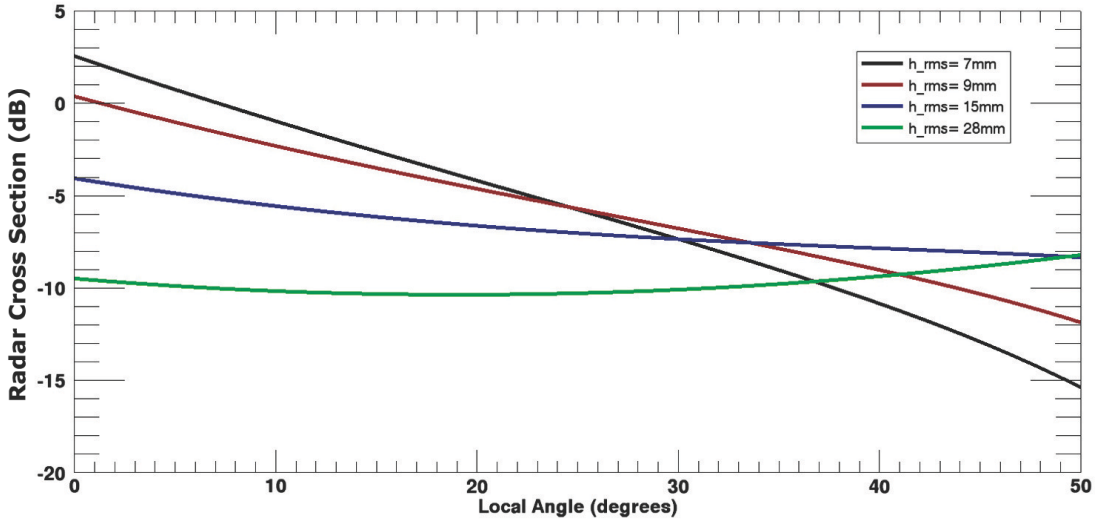
En 1984, *Eom and Fung* [1984] ont utilisé la méthode de doublement de matrice pour la rétrodiffusion volumique, l'interaction avec le sol étant modélisée à l'aide de la méthode de Kirchoff. Seules les feuilles sont prises en compte. Il y a une bonne concordance entre les résultats du modèle et les différentes mesures. Cependant, ce modèle trop lourd à mettre en place, n'a pas été retenu pour cette étude.

Pour l'étude de la végétation par micro-ondes, *Ulaby et al.* [1990] ont proposé un modèle semi-empirique. Les mesures réalisées sur des arbres permettent de mettre en place un modèle simple combiné à la théorie du transfert radiatif. Bien que séduisante, il n'a pas été possible de mettre cette méthode en place car elle nécessite un radar Ka afin de réaliser des mesures d'albedo et paramétrer le modèle.

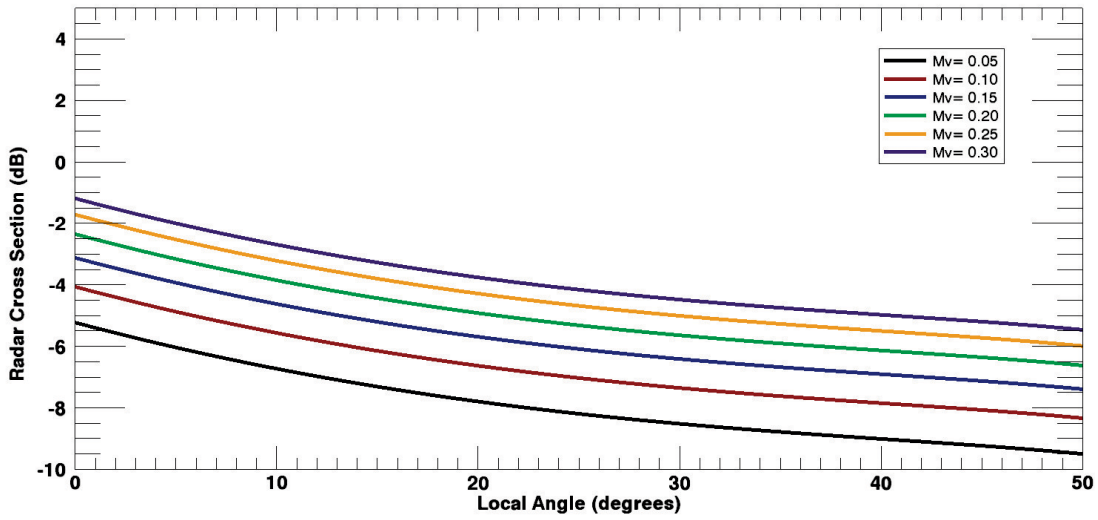
Chen and Fung [1995] ont présenté un modèle basé sur le modèle du transfert radiatif afin de démontrer la dépendance de la distribution du signal rétrodiffusé par la végétation à la fréquence d'observation. Ce modèle n'est pas valable pour la bande de fréquence Ka, car les feuilles, considérées comme des disques, devraient avoir un diamètre inférieur à 0,6 mm, et les aiguilles de longueurs inférieures à 2 mm, ce qui est rarement le cas.



(a) s=1cm ; humidité à 10% ; l_c est égale à : 1.8cm (noir), 2cm(rouge), 2.8cm(bleu) et 3.9cm(vert)



(b) l_c= 2cm ; humidité à 10% ; s est égale à : 7mm(noir), 9mm(rouge), 15mm(bleu), 28mm(vert)



(c) l_c= 2cm ; s=1.5cm ; l'humidité varie de 5% à 30% (par pas de 5%)

FIGURE 2.16 – Sorties du modèle de rétrodiffusion radar pour le sol nu

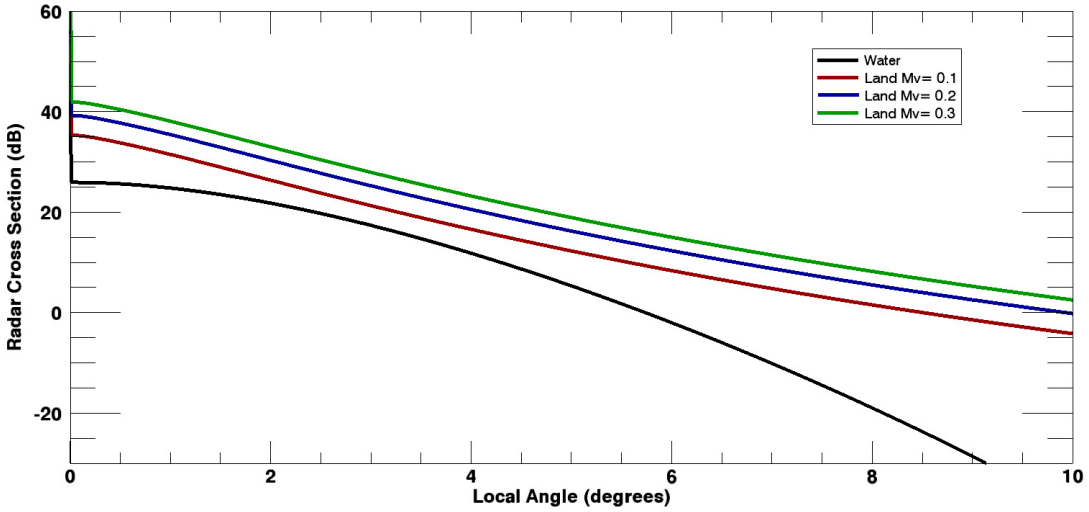


FIGURE 2.17 – Coefficient de rétrodiffusion pour l'eau et sols nus à différentes humidités ; $l_c = 10$cm et $s = 2$mm

D'autres modèles, se basant sur la théorie du transfert radiatif, ont été mis au point. La végétation est toujours représentée comme une couche de diffuseurs, mais les équations du transfert radiatif sont reprises en utilisant l'approximation de Born. Les feuilles sont supposées elliptiques ou circulaires et les branches des cylindres [*Karam and Fung*, 1983; *Karam et al.*, 1992]. Le modèle proposé par Karam est largement repris dans de nombreux articles car il fournit de bons résultats notamment en bande L, C et X. Ce modèle nécessite une description détaillée du milieu : taille des branches (cylindres), des feuilles (ellipses), leurs orientations et densité volumique ainsi que leur contenu en eau. C'est ce modèle qui a été privilégié pour estimer le coefficient de rétrodiffusion radar dans les études SWOT du CNES (le détail du modèle est présenté dans la thèse de *Ruiz* [2000]).

Les temps de simulation sont si longs que seule la sortie test du modèle est présentée (figure 2.18). Le volume en eau des feuilles et des branches est considéré à 70%. Un seul type de feuille ellipsoïdal a été considéré de dimensions 5 cm, 1,25 cm et 0,01 cm. Un seul type de branche cylindrique de dimensions 0,05 cm et 6,67 cm a été pris en compte. Ce cas sert de référence pour valider les différentes modifications d'optimisation du modèle. En prenant ces caractéristiques pour la végétation, le coefficient de rétrodiffusion radar diminue de -13 à -21dB de 0 à 4°d'incidence.

De manière générale, les différents cas testés indiquent que la végétation a un coefficient de rétrodiffusion radar très faible compris entre -10 et -20dB. Ces valeurs sont en accord avec les mesures réalisées durant la campagne Busard au dessus de la Camargue (entre 0 et -10 dB aux alentours de 10°d'incidence) [*Fjortoft et al.*, 2013].

2.4.4 Conclusion

Mon objectif initial était d'évaluer l'impact de la végétation sur l'estimation des surfaces en eau (phénomène de *layover*) et de quantifier les sources d'erreurs dues à la nom différenciation terre–eau. Pour cela, j'ai réalisé une étude bibliographique et me suis basée sur les résultats des modélisations mises en place par le CNES et Capgemini.

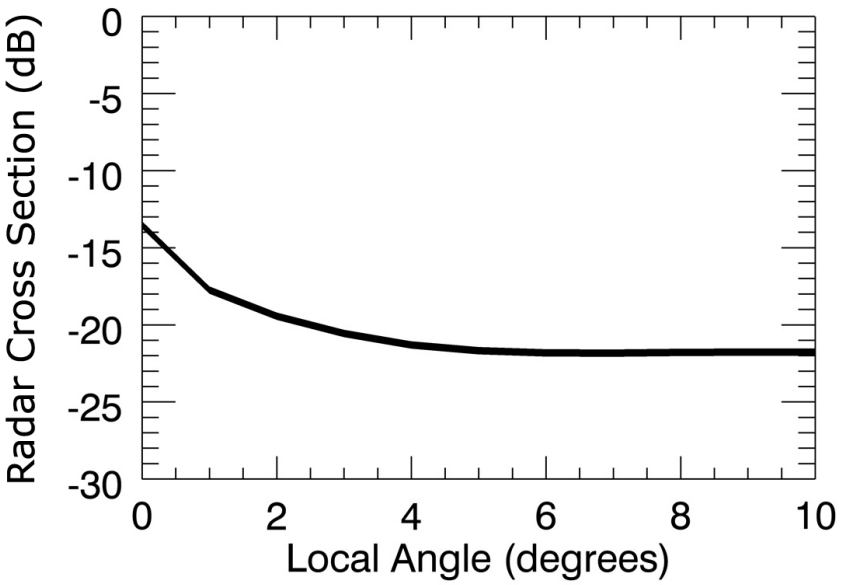


FIGURE 2.18 – Coefficient de rétrodiffusion radar pour la végétation

Les différentes modélisations choisies par le CNES et Capgemini indiquent généralement qu'il est possible de différencier les surfaces en eau des milieux environnants : le sol nu et la végétation. Au vue des modèles choisis pour modéliser le sol nu et l'eau, la différenciation entre les deux milieux est possible seulement si leurs rugosités et propriétés diélectriques sont différentes. Il est nécessaire d'affiner les modèles utilisés pour les sols nus. De plus, les domaines de validité ne sont pas vérifiés pour les rugosités qui correspondent à des produits ks et kl_c supérieurs à 20. La végétation est facilement différentiable, avec une différence de l'ordre de 10 dB par rapport à l'eau. Les résultats obtenus avec ces différents modèles sont utilisés par la suite pour simuler les images radar (Chapitre 3).

Ces résultats ne me permettent pas de répondre précisément aux objectifs qui m'étaient fixés. Dans le cas de la différenciation terre–eau, il est nécessaire d'affiner les modèles de rétrodiffusion en utilisant des données expérimentales. Une étude a été mise en place par le CNES, l'ONERA, Capgemini et l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (Marseille) pour mettre en place un modèle de coefficient de rétrodiffusion de l'eau empirique.

Il a été présenté précédemment que le phénomène de *layover* se produit en présence de relief. Dans le cas de SWOT, avec une incidence proche nadir, la végétation (arbres proches des berges) créera aussi du *layover*. Le modèle de végétation choisi par le CNES n'est pas adapté pour cette étude l'impact sur l'estimation de la phase et par conséquent des hauteurs d'eau.

2.5 Erreur d'estimation de la phase due à la végétation

L'objectif est d'estimer les erreurs de phase liées à la présence de végétation. En me basant sur les équations 2.1 et 2.2 [*Rodríguez and Martin*, 1992; *Rosen et al.*, 2000], j'ai mis en place un simulateur de phase interférométrique. Pour cela, j'avais besoin de modèles de coefficients de rétrodiffusion radar pour l'eau et la végétation. Je me suis basée sur l'étude bibliographique précédente pour développer des modèles simples de rétrodiffusion radar. Actuellement, le simulateur est à une dimension et simule le signal selon l'axe distance et la végétation est considérée comme un milieu homogène uniforme.

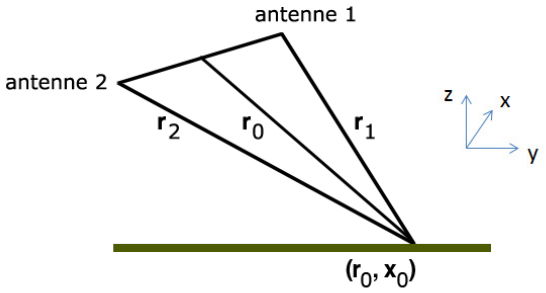


FIGURE 2.19 – Système SAR considéré

Le même point est observé par les deux antennes, l'équation 2.3 devient :

$$\langle V_1 V_2^* \rangle (r_0, x_0) = A^2 \int \sigma_0(x, y, z, \theta) \mathrm{e}^{i\phi(x,y,z)} W^2 \left(r - r_0, x - x_0\right) \mathrm{d}x \mathrm{d}y \mathrm{d}z$$

L'équation de l'interférogramme peut être décomposée comme la somme de la contribution de l'eau et de la végétation :

$$\langle V_1 V_2^* \rangle (r_0, x_0) = \langle V_1 V_2^* \rangle_{eau} (r_0, x_0) + \langle V_1 V_2^* \rangle_{vegetation} (r_0, x_0)$$

Cela implique que le coefficient de rétrodiffusion radar correspond dans le premier cas à l'eau et dans le deuxième à la végétation. Dans le cas de *layover*, les deux milieux sont présents, leur contribution est sommé dans la même case distance. La surface équivalente radar est alors égale à la somme pondérée des deux σ_0.

Au lieu de résoudre les équations dans un repère cartésien (x,y), je choisis de me placer dans un repère polaire (ρ,θ).

$$\sigma_0(\rho, \theta) = \begin{cases} \sigma_e(\theta) & \text{si présence d'eau} \\ \sigma_v(\rho, \theta) & \text{si présence de végétation} \end{cases}$$

Dans le cas de l'eau, seuls les résultats obtenus aux premiers angles de visée concernent la mission SWOT. En effet, l'eau est généralement plate et l'angle d'incidence est proche de l'angle de visée. Au vu des résultats obtenus avec le modèle GO, il semblerait que pour les premiers degrés la variation du coefficient de rétrodiffusion varie avec l'angle de visée. Une première approximation consiste à considérer σ_e tel que :

$$\sigma_e(\theta) = \frac{\bar{\sigma_{0e}}}{\sin\theta} \qquad \text{où } \bar{\sigma_{0e}} \text{ est une constante}$$

Le modèle de végétation de Karam demande plusieurs heures de calcul, ce qui complique son utilisation. L'objectif est d'utiliser un modèle simple mais suffisamment représentatif. L'instrument principal de SWOT, KaRIN, a une fréquence de 35,6 GHz. *Ulaby et al.* [1990] affirmèrent que les modèles de transfert radiatif n'étaient pas valables dans le domaine des hautes fréquences proches du domaine optique. Ils démontrèrent qu'en bande Ka, la structure de l'arbre importe peu. Ne pouvant pas mettre en place leur modèle et la fréquence porteuse étant proche du domaine de l'optique, une analogie est faite.

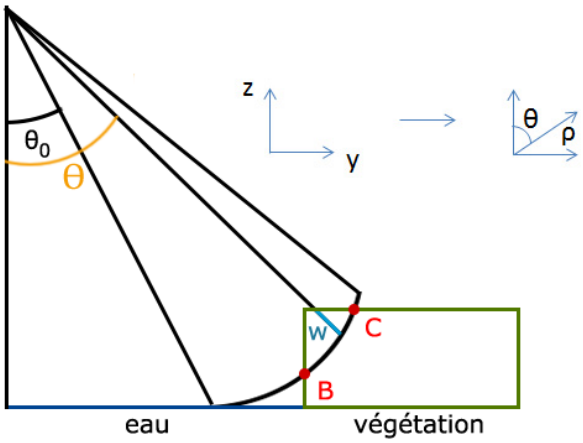


FIGURE 2.20 – Modélisation de la végétation

En optique l'estimation du Leaf Area Index (LAI) se fait à partir de mesures de fraction de trou (probabilité de passage du rayon lumineux à travers le couvert végétal) [*Lang and Yueqin*, 1986; *Lang*, 1987; *Jonckheere et al.*, 2004]. L'indice de surface foliaire (LAI) est une variable sans unité (m^2/m^2) qui correspond à la moitié de la surface totale d'interception par unité de surface de sol [*Chen and Black*, 1992]. La variable qui nous intéresse est la fraction de trou,T, elle dépend de l'angle de visée θ :

$$T(\theta) = \exp\left(-G(\theta)\mu S(\theta)\right)$$

où G est un facteur géométrique qui correspond à la projection d'une unité de surface de feuille sur le plan perpendiculaire à la direction θ, μ est la densité foliaire en $m^2.m^{-3}$et S le trajet du rayon à travers le feuillage. La densité foliaire est reliée au LAI par la hauteur z de la canopée (houppier quand il s'agit d'un seul arbre).

Ainsi, j'établis que le coefficient de rétrodiffusion de la végétation dépend de la trajectoire de l'onde à travers la canopée et d'un facteur atténuant :

$$\sigma_v(\rho,\theta) = \bar{\sigma_v}\mathrm{e}^{-\alpha w}$$

Où w est la trajectoire parcourue à travers le couvert, α est le coefficient d'atténuation et $\bar{\sigma_v}$ une constante (figure 2.20). Le terme α correspond au produit $G\mu$ mais ne dépend pas de l'angle de visée. D'unité m^{-1}, il peut être considéré comme une pénétration maximale.

Les constantes $\bar{\sigma_{0e}}$ et $\bar{\sigma_v}$ sont choisies afin d'obtenir un contraste de l'ordre de 10dB entre les deux milieux.

Grâce à ce modèle simple j'ai évalué l'impact des différents paramètres : hauteur de végétation et coefficient d'atténuation α. Une scène d'inondation a été introduite pour évaluer la capacité de SWOT à observer les zones forestières inondées. Les résultats sont présentés dans l'article qui suit.

Vegetation impact on SWOT mission measurements

C. Lion[1], E. Rodriguez[2], D. Blumstein[1], R. Fjørtoft[2], J.-F. Crétaux[1]

[1]LEGOS/CNES, Toulouse, France, [2]JPL/Caltech, Pasadena, USA, [3]CNES, Toulouse, France

Abstract

The Surface Water and Ocean Topography, scheduled to be launched in 2019, is a near nadir synthetic aperture radar (SAR) in Ka-band. Its measurements will be more affected by layover than other spaceborne SAR systems due to its step incidence angle. This study tries to quantify the error caused by surrounding vegetation on water height estimations. An interferometric simulator based on simple radiometric models for water and vegetation has been developed.

We present here the preliminary results. The model responds to parameters as expected, the layover area increases with the tree height and the errors in water estimation depend on the vegetation density.

The method presented shows that floods will be detected. However the heights estimated in flooded vegetation will vary with the vegetation gap fraction. Until now we cannot assure the errors value, the radar cross section model needs to be more precise, to quantify the error.

Introduction

Water related hazards account for 90% of natural hazards, the cost represents between 2% and 15% of the annual gross domestic product in developing countries according to UNESCO [1]. Estimating the surface water is not only a scientific question but also a

socio-economic necessity. Water demand keeps growing in order to produce food, energy and assure population sustainability. Water storage, lakes or rivers are monitored most of the time by gauges. Radar altimeters have improved lakes and rivers monitoring. However their resolution, around 10km, is not sufficient to observe most rivers with good precision. Synthetic aperture radars, such as Shuttle Imaging Radar-C (SIR-C) or Japanese Earth Resources Satellite-1 (JERS-1)[2], have been used to observe floods and determine water heights. Alsdorf et al. [3] present different methods used to measure surface water, one conclusion is that a new instrument is needed to complete the actual system, a wide swath altimeter [4]. To achieve this, the Surface Water Ocean Topography (SWOT) mission is being developed by JPL and CNES. Scheduled to be launched in 2019, it will provide water heights with higher resolution and accuracy than classic altimeters on rivers, lakes and ocean. Its principal instrument KaRIN is a bistatic Ka band SAR interferometer constituted by two SAR antennas linked by a 10m long mast covering incidence angles from 0.6 to 4 degrees on both sides of the satellite track. Due to this configuration (near nadir incidence), layover effect will be important. Layover is a geometric distortion that occurs when several objects are at the same distance from receptor; the contributions of all the objects are superposed in the same range-azimuth resolution cell. It happens when the surface slope exceeds the observation incident angle. We have developed a SWOT data simulator in order to evaluate the impact of vegetation next to water surfaces on interferometric height estimations. Indeed a major SWOT aim is monitoring rivers elevations, which are generally lined with vegetation.

We want to estimate layover extension and the height error associated with tree height and penetration depth. During high water periods, some rivers level increases by several meters and creates floodplains, as for the Amazon River [4] [5]. Floods are generally

observed thanks to double bounce at large incidence angles (20-50°) and with longer wavelength (C or L). It has been observed that double bounce does not come into play when small incidence angles or short wavelength are used [2] [7]. In fact Waite et al. [8] have demonstrated that using a Ka-band SLAR makes it possible to distinguish soil moisture variations beneath dense and defoliated vegetation if the incidence is near nadir. Our goal is to determine whether using SWOT data we will be able to observe floods and quantify the height error.

Method

The radar equations used are based on the articles by Rodriguez and Martin [9] and Rosen et al. [10]. We use them in a simple simulator, only considering the range direction. We assume that azimuth pixels are decorrelated and that the coregistration of the images produced by the two antennas has been perfectly done. We consider an interferometric system with a baseline B and a look angle θ_0 as described in Figure 1.

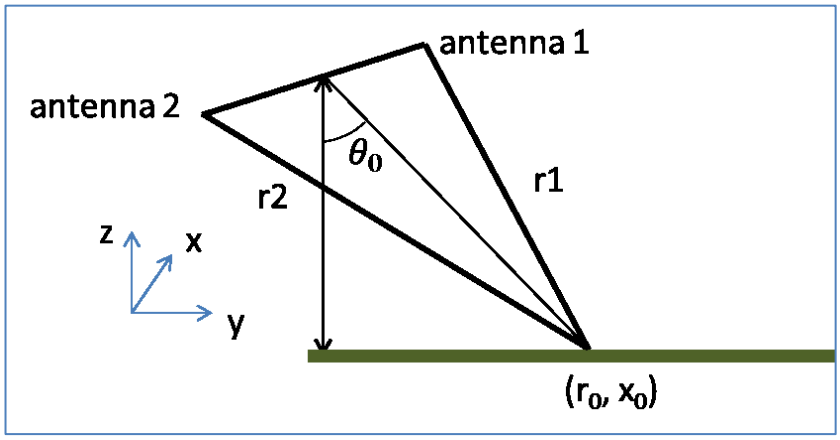


Figure 1 System geometry

We consider that each thermal noise contribution is uncorrelated. The interferogram from a scene can be written as a sum of the interferometric phase contributions from all

the scatterers in a scene, weighted by the radar antenna gain and range resolution response and by the intrinsic brightness of each scatterer:

$$< V_1 V_2^* > (r_0, x_0) \; = \; A^2 \int dxdydz \, G^2(r,x) \, e^{i\varphi(x,y,z)} \sigma_0(x,y,z,\theta) W^2(r - r_0, x - x_0) \quad (1)$$

where A contains system parameters, G is the antenna gain pattern, W (r,x) is the point-target response, $\sigma_0(x, y, z, \theta)$ is the normalized backscatter cross-section unit height for incidence angle θ and φ(x,y,z) the phase. In our study we will not consider the azimuth component (x direction). We assume that each range cell is independent. The vegetation is represented by a finite layer composed by homogenous and isotropic elements (Figure 2). The normalized backscatter cross-section varies with the medium: water or vegetation. The interferogram (equation 1) can be decomposed into contributions from the water and from vegetation scatterers at same range.

$$\langle V_1 V_2^* \rangle_{total}(r_0, x_0) = \langle V_1 V_2^* \rangle_{water}(r_0, x_0) + \langle V_1 V_2^* \rangle_{vegetation}(x_0, r_0)$$

Modeling the backscattering is not an easy task. In the case of water and soils the model selection depends partly on the roughness conditions: standard deviation of surface height (s) and surface correlation length (lc). Studies on water backscattering are usually realized over the ocean in order to determine wind speed for example. The dominating models are the composite surface Bragg theory for incidence angles greater than 20° and the geometric optics for small incidence angles (less than 10°) [11]. As SWOT observes from 0.6 to 4.1°, we can assume that specular reflection dominates. These assumptions lead us to conclude that the backscattering will be linked to the wind surface speed because of the mean square surface slope and the incidence angle. Our study areas are inland waters, as lake or rivers. The SWOT swath for each antenna is 60km wide. The slope surface depends on each river and varies from upstream to

downstream. In lake case the slope depends on gravity. In our study we want to evaluate the error caused by vegetation layover on water height estimations. To simplify the calculations we assume the normalized cross-section for water to depend on the incidence angle as $\sigma_{0\,water}(r,\theta) = \bar{\sigma}_{water}$ where $\bar{\sigma}_{water}$ is constant.

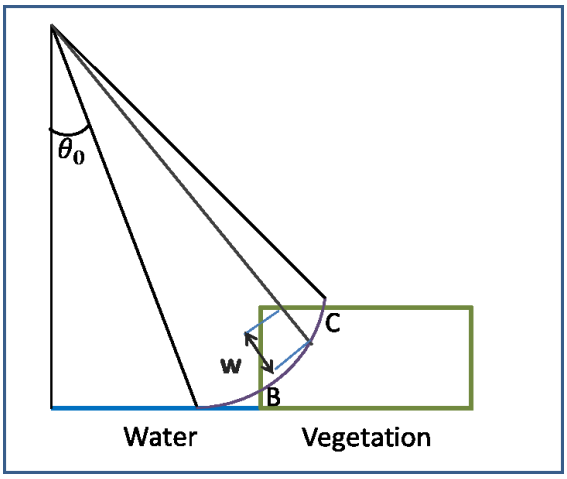


Figure 2 Model considered

Different models have been developed to model microwave scattering from vegetation. In most of the cases a radiative transfer equation method is used [12], [13], or a cloud model [14]. However the numerical techniques for solving the radiative transfer equations to estimate the vegetation backscattering are extremely time consuming. Due to the Ka wavelength being very small(8.6mm), compared to the leaf size those models are invalid [15]. It appears that at millimeter-wave observation σ_0 is more sensitive to the albedo (related to wavelength and leaf water content) and less sensitive to tree structure in first order [15]. The model used by Ulaby et al. [15] is based on experimental calibration with a solution of the radiative transfer equation. We do not possess in situ measurements of vegetation combined with SAR data at our incidence angles to use an experimental model. However, as our wavelength is relatively small so, we decide to inspire ourselves with optical models. Usually in order to estimate the leaf area index (LAI) of trees with hemispherical photographs, gap fraction measurements

are used. It corresponds to the probability of a sunray to pass through the tree canopy for an incidence angle, depending on LAI by the relation: $T(\theta) = exp(-G(\theta)\mu S(\theta))$; where G(θ) is the mean projection of the leaf area unit in a plane perpendicular to the sunrays; μ=LAI/z, with z the tree height and S(θ) corresponds to the sunrays trajectory through the canopy [13][14][18]. In our case, we are interested in the gap fraction. Supposing continuous and homogeneous vegetation, we propose that the radar cross-section for trees depends on the signal trajectory in the vegetation cover w(r,θ) and an attenuation coefficient α as $\sigma_{vegetation}(r,\theta) = \bar{\sigma}_{vegetation} e^{-\alpha w(r,\theta)}$. The term α contains the mean projection of leaf area and LAI, and is not related to one physical element. It helps us to characterize the vegetation of scene which we generate for our simulation.

To evaluate our model, we started using a Dirac function as point-target response. Then, in order to have a more realistic modeling, we used a Gaussian function with a full-width at half maximum equals to $^{c}/_{(2\,\Delta f)}$; where c is the speed of light and Δf is the system bandwidth of 200MHz. This simple function enables us to identify each characteristic impact: vegetation density and tree height. Finally, we insert water underneath the vegetation to estimated SWOT ability to detect it.

The results presented are projected in ground range (distance from nadir). We only intend to obtain relative intensities as we use a simple equation for water backscattering. The phase and intensity are linked, as we want to evaluate the errors caused by vegetation on water surface height estimations. The parameters for vegetation are fixed in order to obtain an intensity contrast of 10 between water and vegetation, which corresponds to 10dB difference observed in the Busard airborne campaign [19].

This campaign was realized by ONERA (the French Aerospace Lab) in order to measure the Rhone level with a Ka-band interferometer with near nadir incidences. We are in the approximation of flat earth, and have retired its phase contribution to results (orbital fringes). As in our model water is on the reference level (0m), we obtain a 0° value for water phase. In all the cases trees position will not change: they are placed at 30km from the nadir; at this point the altitude of ambiguity is equal to 24m (Figure 3). We present for each case: the intensity in dB, the wrapped interferometric phase in degrees, the coherence as $\gamma = \left|\frac{\langle V_1 V_2^* \rangle}{\sqrt{\langle V_1 V_1^* \rangle \langle V_2 V_2^* \rangle}}\right|$ and the height corresponding to the phase in meters.

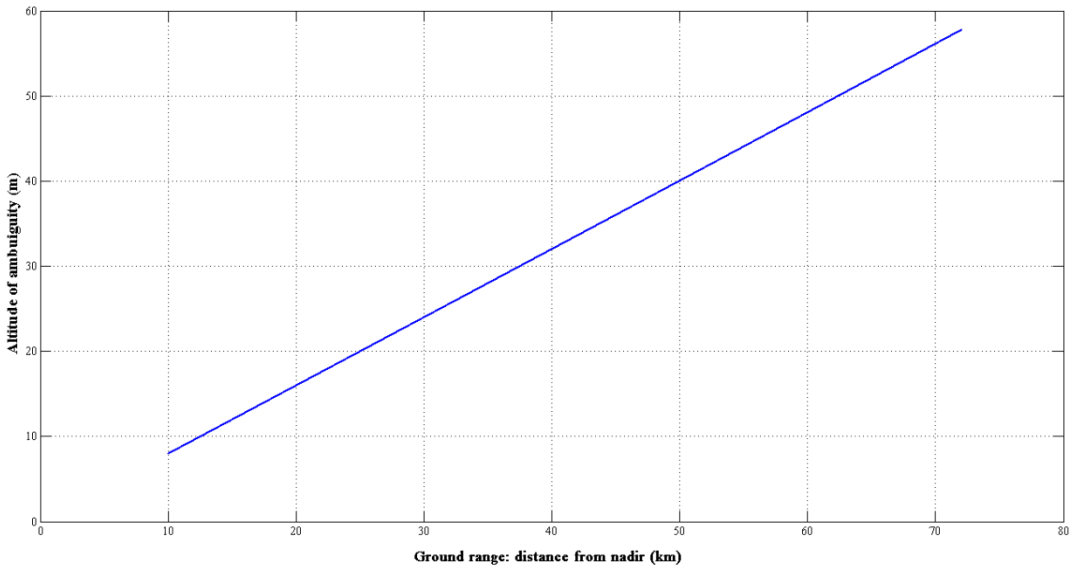
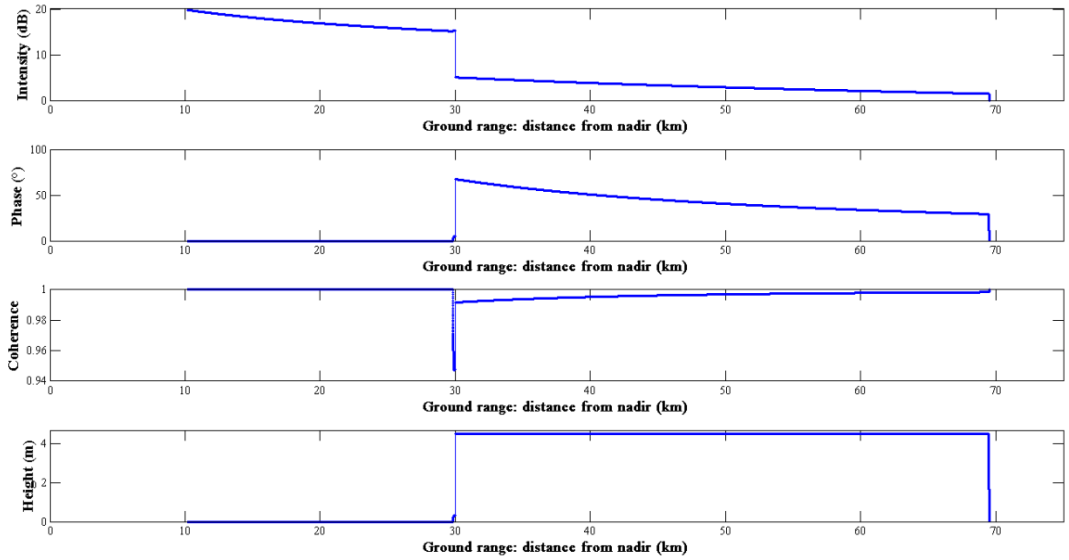


Figure 3: Altitude of ambiguity in meters, mode bistatic

Effects of layover

We first used a Dirac function as point-target response in order to evaluate the effects on the water height estimations of 5m trees with dense foliage, i.e. the mean penetration length, or phase height, is about 50cm (Figure 4). We can notice that there is a clear scission between the two areas as the intensity goes from 15dB to 3dB, the phase from 0° to 65°and the coherence from 1 to 0.95 and then increase slowly up to 0.99. Also the estimated height is 0m for water and 4.5m for the trees, which means that the height

144 obtained for trees takes into account a mean penetration length of 50cm inside the
145 canopy. The Figure 5 shows a zoom made around the layover area (around the
146 transition water tree at 30 km from nadir). We observe that the impact of layover on
147 water covers a 160m distance and that the height increases slowly until 0.33m at a
148 distance of 100m from trees and then remains constant. As we use the water height as
149 reference height (0m), we can assume that the height in layover area is equivalent to
150 error estimation.



151

152 **Figure 4: Intensity, phase in degrees, coherence and height in m, obtained using a Dirac function as point-**
153 **target response. Trees are 5m high and placed at 30km from nadir.**

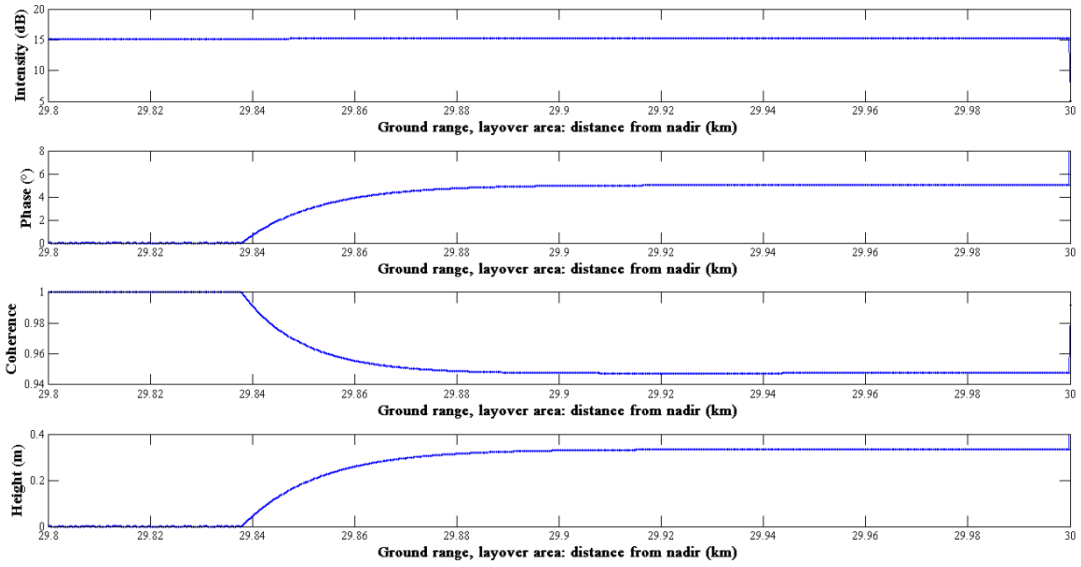
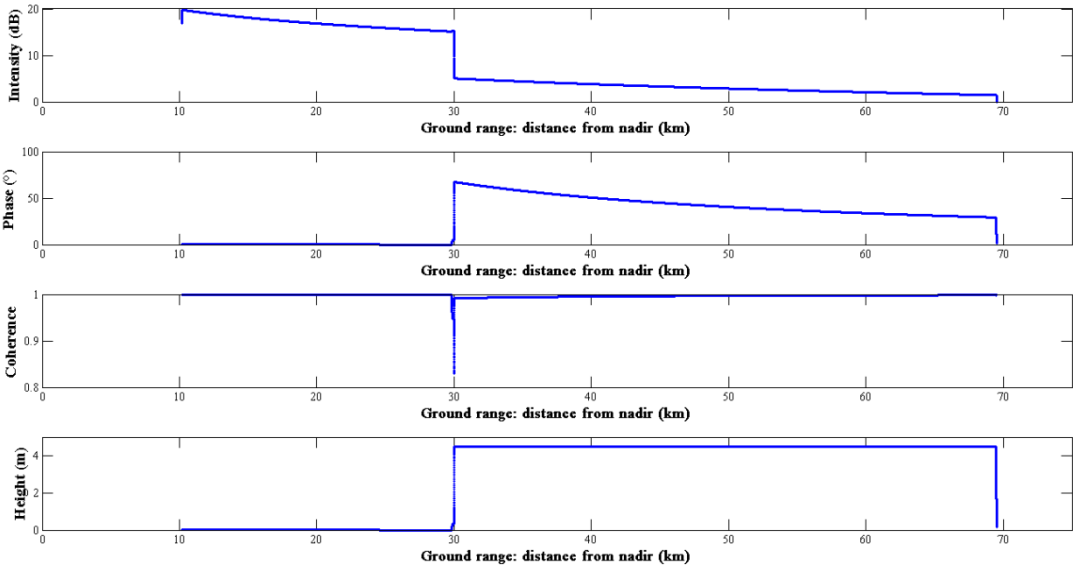


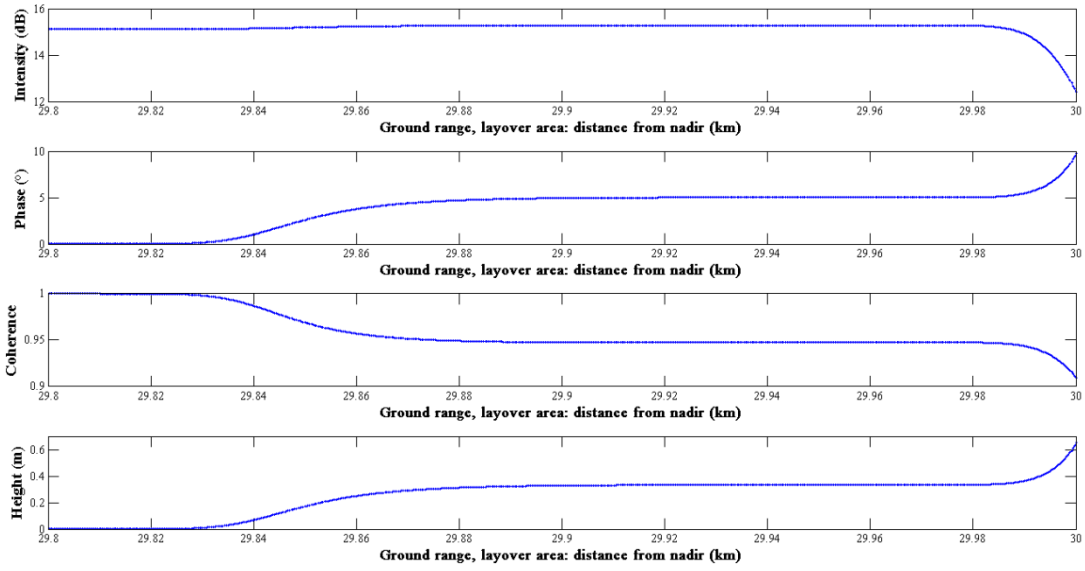
Figure 5: Intensity, phase in degrees, coherence and height in m, obtained using a Dirac function as point-target response, zoom in layover area. Trees are 5m high and placed at 30km from nadir.

With this configuration we are able to calibrate our model in order to obtain the desired contrast (10dB) between water and vegetation, and also to restitute tree height for dense vegetation. Now we want to use another point-target response that will be more realistic regarding the SWOT signal. We propose to use a Gauss function whose full width at half maximum equals $^{c}/_{2\Delta f}$ where c is speed light and Δf the signal bandwidth (200MHz). In Figure 6 and Figure 7 we can observe that introducing a Gaussian function has smoothed transition areas. The layover zone has extended for 10m more, and the error reaches the same maximum 0.33m at the same distance from trees, the coherence has the same values. However the transition area is smoothed and it is detected in the last 20m, where the error goes to 0.63m next to trees and the coherence decreases to 0.91. In the vegetation area the coherence keeps decreasing until the first 10m, reaches 0.84, and increases to 0.99 as for Dirac function. Unlike the coherence, the intensity is not very useful to determine whether the signal represents a layover area, as it decreases only in the last 20m from 15 to 13.



171

172 **Figure 6: Intensity, phase in degrees, coherence and height in m, obtained using a Gauss function as point-**
173 **target response. Trees are 5m high and placed at 30km from nadir.**



174

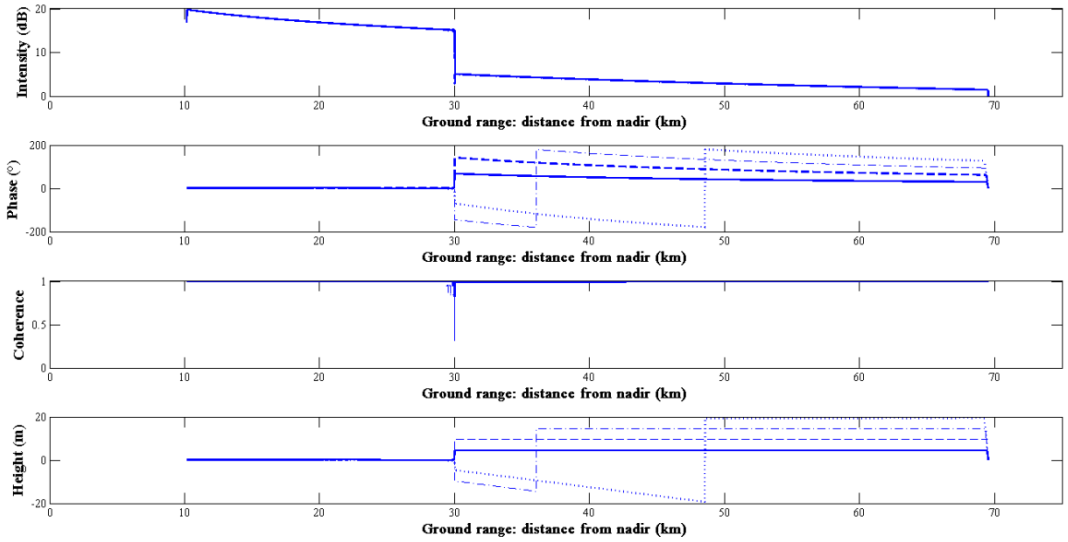
175 **Figure 7: Intensity, phase in degrees, coherence and height in m, obtained using a Gauss function as point-**
176 **target response, zoom in layover area. Trees are 5m high and placed at 30km from nadir**

177

178 We also aim to quantify how the tree height affects the layover. We have tested different
179 tree heights, Figure 8 and Figure 9: 5m (solid line), 10m (dashed line), 15m (dash-point
180 line) and 20m (point line). As expected the layover area extent increases with the tree
181 height, respectively 170m, 330m, 500m and 660m. The errors stay constant for each

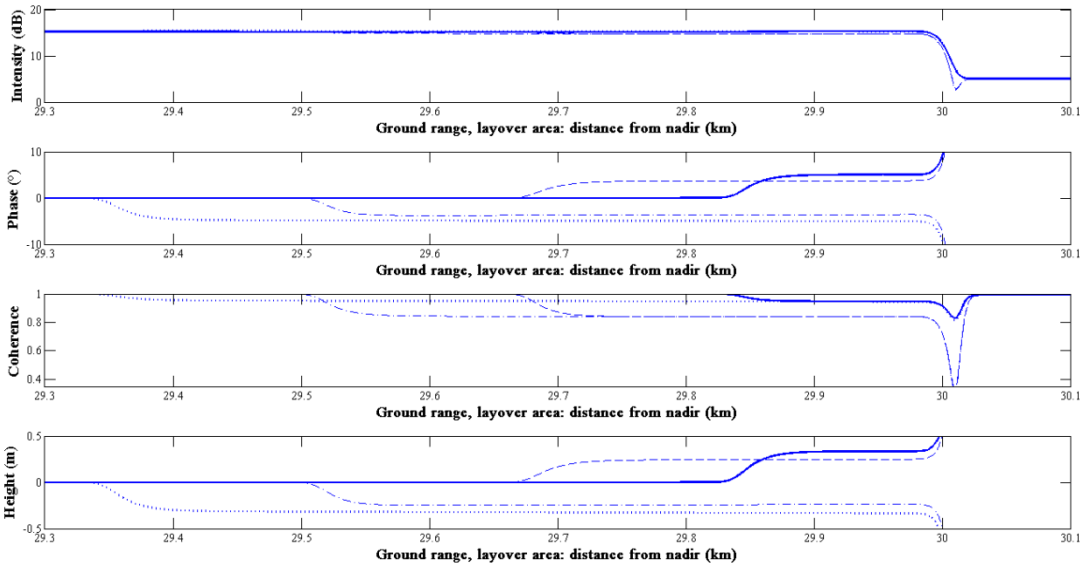
case once it reaches its maximum and stay less than 0.40m. Some differences appear: first the intensity seems to decrease for trees of 10m and 15m, whereas it increases for 20m high; secondly the phase increases for 5m and 10m high trees, but decreases for the higher trees. This phenomenon can be explained with the altitude of ambiguity (Figure 3) which is equal to 24m at trees location. Our model contains an abrupt transition, and trees are greater than half the height of ambiguity. As our phase is included from -180° to 180°, we obtain negative values translated to negative heights. Furthermore for each of those two cases a "phase jump" is observed, one at 36km for trees of 15m, and one at 48.6km for the 20m high trees and we obtain the height estimations expected for trees.

Another adjustable parameter is the mean penetration distance into the canopy. It is related to the attenuation coefficient α as $L = \frac{1-e^{-\alpha H}}{\alpha}$. We have tested three cases: 1cm, 50cm and 1m (Figure 10 and Figure 11). The intensity is not affected by this change unlike, the phase and the coherence, and so the error. As the impact is small, we can observe that the coherence loss in the layover zone is less important with sparse vegetation, and that the error also decreases: 0.35m for 1cm penetration, 0.27m for 1m penetration. Those penetration values still being small compared of what can be observed by Lidar, e.g. IceSAT [20].



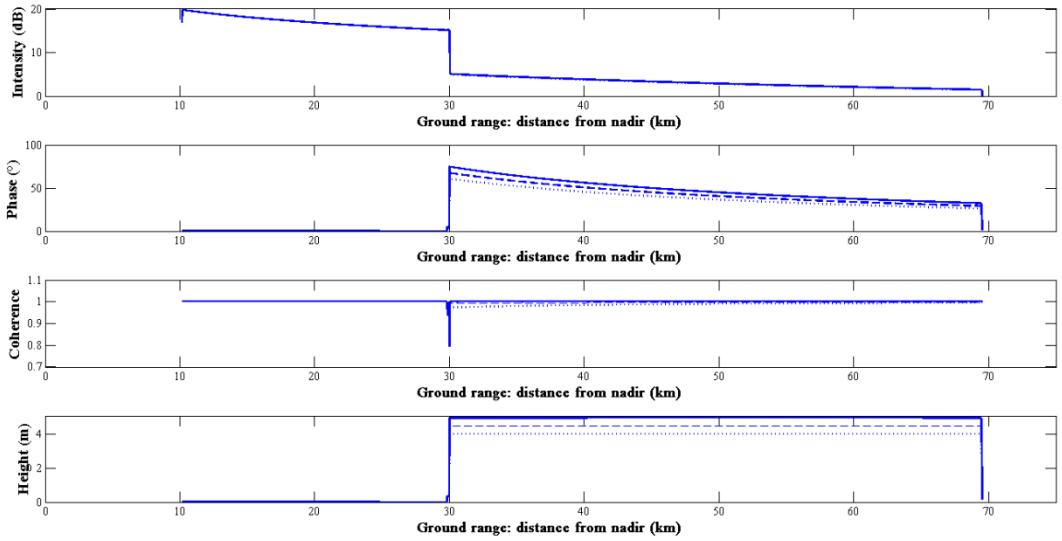
199

200 **Figure 8: Intensity, phase in degrees, coherence and height in m, obtained using a Gauss function as point-**
201 **target response for different tree heights. Solid line: 5m; dash line: 10m; dash-dot line: 15m; dot line: 20m**



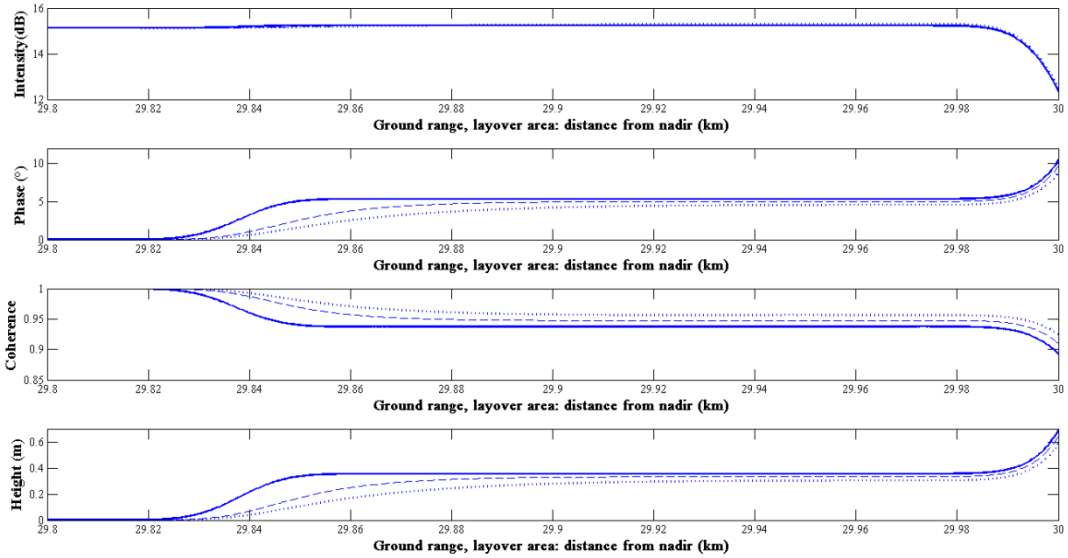
202

203 **Figure 9: Intensity, phase in degrees, coherence and height in m, obtained using a Gauss function as point-**
204 **target response for different tree heights, zoom in layover area. Solid line: 5m; dash line: 10m; dash-dot line:**
205 **15m; dot line: 20m.**



206

207 **Figure 10: Intensity, phase in degrees and height in m, using Gaussian function as point-target response for**
208 **different density of vegetation. Solid line: 1cm (very dense vegetation); dash-dot line: 50cm (dense**
209 **vegetation); dot line: 1m (less dense vegetation). Trees are 5m high and placed at 30km from nadir.**



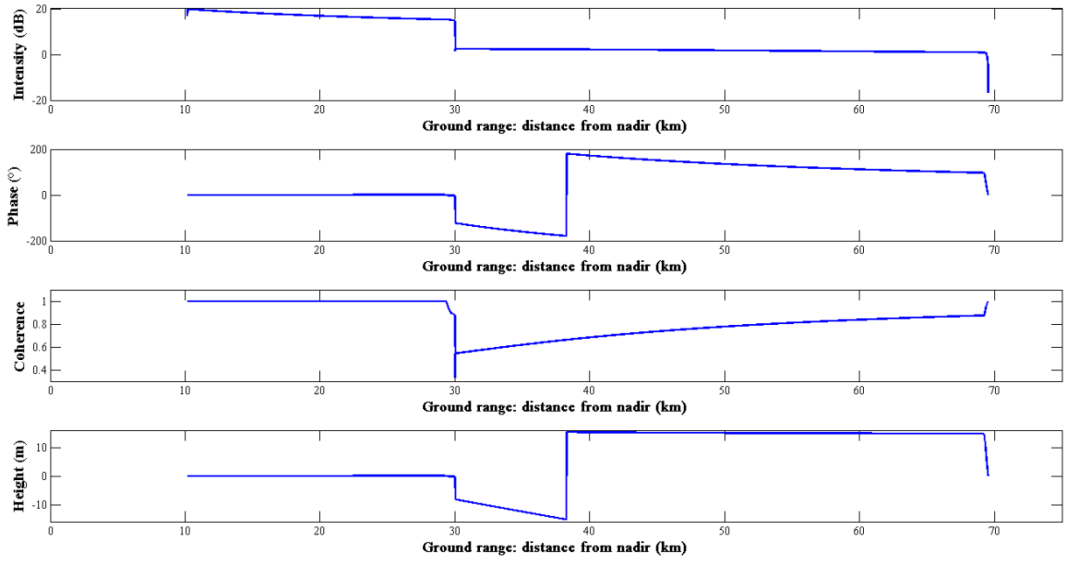
210

211 **Figure 11: Intensity, phase in degrees and height in m, using Gaussian function as point-target response for**
212 **different density of vegetation. Zoom in layover area. Solid line: 1cm (very dense vegetation); dash-dot line:**
213 **50cm (dense vegetation); dot line: 1m (less dense vegetation). Trees are 5m high and placed at 30km from**
214 **nadir.**

215 To quantify the interferometric error over water bodies in the Amazon basin, Alsdorf et
216 al. [3] have assumed a vegetation with height of 20m and a penetration that corresponds
217 to a tree height restitution of about 60 to 70% of real height. In our case those
218 conditions imply a mean penetration depth equals to 6m so an attenuation coefficient of
219 0.16 (equivalent to a gap fraction of 4%). The maximum error obtained is equal to 0.23m

220 which is no far than the case with trees of 5m high and a penetration length of 1m
221 (Figure 12 and Figure 13).

222 Our model represents the layover impact due to vegetation presences on water areas. It
223 is sensitive to the point-target response used, as in [10], the geometric correlation
224 depends also on point-target response. We have observed that the vegetation height is
225 the predominant factor on layover effect, and it determines the impact distance. The
226 vegetation density have an impact on water height estimations because the more dense
227 is the vegetation, the more diffusers are present, and the phase center is affected. It
228 causes an error up to 0.35m for very dense vegetation (trees are 5m high).



229

230 **Figure 12: Intensity, phase in degrees and height in m, using Gaussian function as point-target response.**
231 **Trees are 20m high and placed at 30km from nadir; penetration is the same as Alsdorf et al. 2005**

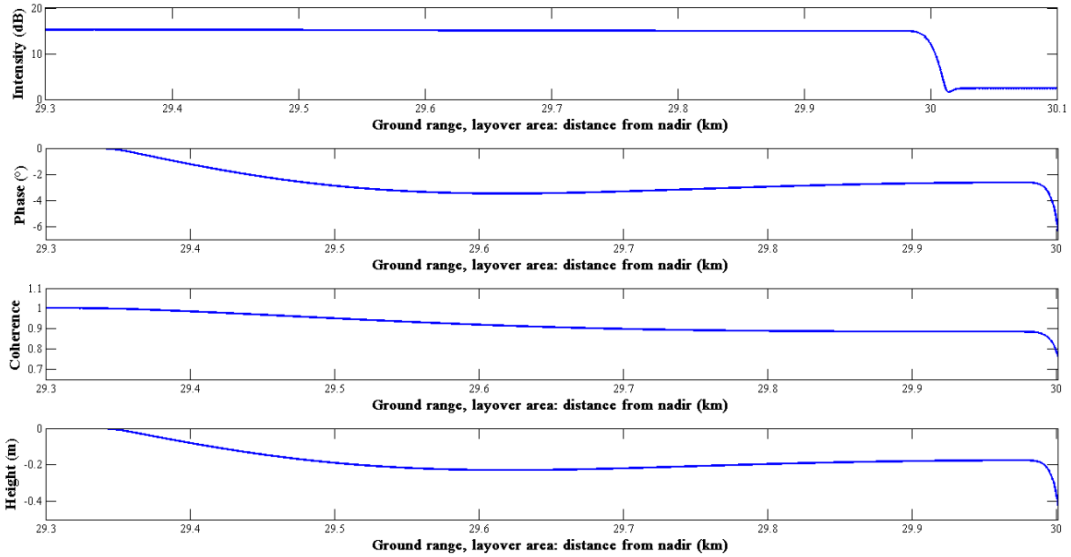


Figure 13: Intensity, phase in degrees and height in m, using Gaussian function as point-target response,zoom in layover area. Trees are 20m high and placed at 30km from nadir; penetration is the same as Alsdorf et al. 2005.

Water under the vegetation cover

Many articles describe the possibility of observing floods using SAR imagery [2] [21]. Whereas the synthetic aperture radars used have large angle incidences (20 to 50°) and wavelengths that are generally larger than leaves, SWOT will observe at 0.6 to 4.1° and in Ka band. For larger wavelengths, it is known that only the double bounce permits water observation. Our model does not permit us to take into account the double bounce. However in the system configuration this phenomenon can be neglected [7].

Generally the gap fraction in vegetation is over 10-20% near zenith [22]. We aim to quantify the limitation due to vegetation density in estimating floods. We consider water under the vegetation, and keep it at the level reference (0m). Testing different densities is equivalent as testing different gap fractions values. The attenuation coefficient is chosen in order to correspond to the different gap fractions $T(\theta) = \mathrm{e}^{-\alpha w(\theta)}$ (10%, 20%, 30% and 40%).

We test on 5m high trees different gap fractions (Figure 14): 10% (solid line), 20% (dashed line), 30% (dot line) and 40% (dash-dat line). A great gap fraction means the signal has a higher probability to pass the canopy and reach water. We clearly observe this phenomenon on the graph. The intensity in the vegetation part increases with the gap fraction, i.e. water placed beneath vegetation contributes more as gap fraction is greater. Unlike the heights estimated are lower than previously (Figure 6) and decrease as gap fraction are higher. For a gap fraction of 10% the height goes from 1.65m near the transition to 1.68m. While with a 40% gap fraction, the height obtained increases from 0.52m to 0.56m. Whereas floods seem to be observable with SWOT, to ensure that it is a flooded area, it would be preferable to have a previous image of the scene.

We try the same gap fraction on higher trees: 20m tall (Figure 15). The general variations are observed. The heights do not correspond to vegetation height; also we have to take into account that the altitude of ambiguity is equal to 24m, so the phase values obtained correspond to wrapped phases. If vegetation is very dense (gap fraction of 10%) the height estimated goes from -1.57m to 6.13m and the correlation reaches 0.23, whereas for a sparer vegetation (40% of gap fraction), the height increases from -0.06m to 1.6m. As before, the floods can be detected. However, to be sure if height obtained is due to the fact of floods or the true vegetation elevation, at least another image taken in drought period is necessary. The heights obtained do correspond neither to vegetation nor to water. Assuming the water is flat and stays at the same level, the water level can be evaluated with the values obtained on water body that caused the inundation.

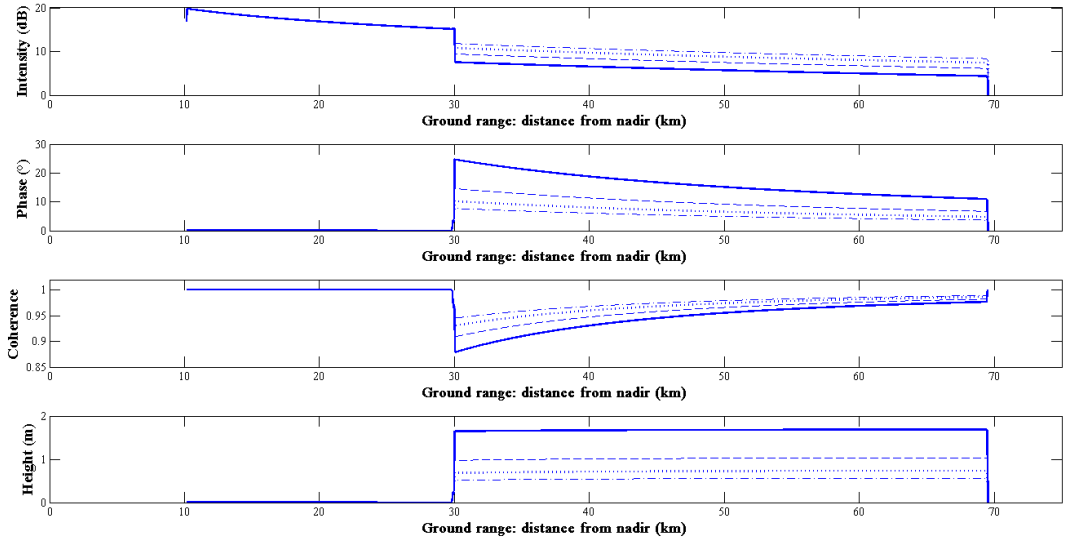


Figure 14: Intensity, phase in degrees and height in m, using Gaussian function as point-target response for different gap fraction of flooded vegetation. Solid line: 10%; dashed line: 20%; dot line: 30%; dash-dot line: 40%. Trees are 5m high and placed at 30km from nadir.

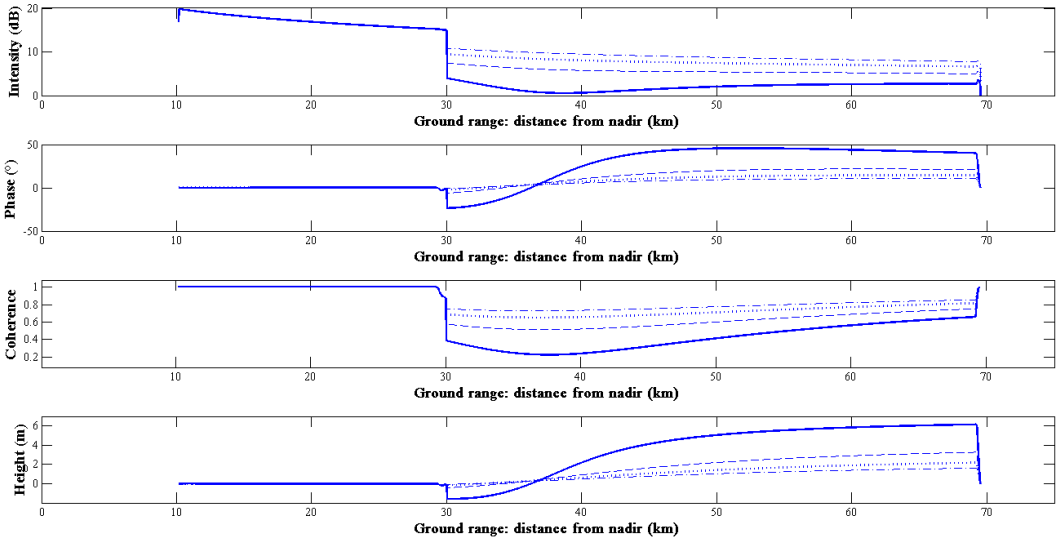


Figure 15: Intensity, phase in degrees and height in m, using Gaussian function as point-target response for different gap fraction of flooded vegetation. Solid line: 10%; dashed line: 20%; dot line: 30%; dash-dot line: 40%. Trees are 20m high and placed at 30km from nadir.

Conclusion

Due to its configuration SWOT will be more affected by layover than others SAR, but the error caused by vegetation layover was not quantified. As water is generally lined with vegetation, e.g. trees, we developed a simple model in order to understand how vegetation characteristics influence the water bodies' height estimation.

Although our model was simple and needed some assumptions, it could provide a rough estimate of layover impact due to vegetation on water bodies. We have shown that the error in the layover area depends on trees height, and their density using a simple model. The point-target response chosen is important in our model because it impacts the layover area and height estimations; we have been able to observe that a Dirac function causes a shorter layover zone than a Gauss function. Until now we have used wrapped phase and estimated directly the height, what causes negative values when vegetation height exceeds half the altitude of ambiguity.

We expect to observe flooded vegetation with SWOT measurements. The next step is to use a more representative model to simulate the vegetation volumetric backscattering based on experimental measures.

[1] UNESCO, United Nations world water development report 4 : managing water under uncertainty and risk. France: UNESCO, 2012.
[2] L. L. Hess, J. M. Melack, et D. S. Simonett, « Radar Detection of Flooding Beneath the Forest Canopy - a Review », Int. J. Remote Sens., vol. 11, nº. 7, p. 1313-1325, juill. 1990.
[3] D. E. Alsdorf, E. Rodríguez, et D. P. Lettenmaier, « Measuring surface water from space », Rev. Geophys., vol. 45, nº. RG2002, 2007.
[4] B. D. Pollard, E. Rodriguez, L. Veilleux, T. Akins, P. Brown, A. Kitiyakara, M. Zawadski, S. Datthanasombat, et A. Prata, « The wide swath ocean altimeter: radar interferometry for global ocean mapping with centimetric accuracy », presented at the Aerospace Conference Proceedings, 2002, vol. 2, p. 2-1007-2-1020.
[5] D. E. Alsdorf, L. C. Smith, et J. M. Melack, « Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar », Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, vol. 39, nº. 2, p. 423-431, 2001.
[6] A. C. Hall, G. J.-P. Schumann, J. L. Bamber, et P. D. Bates, « Tracking water level changes of the Amazon Basin with space-borne remote sensing and integration with large scale hydrodynamic modelling: A review », Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, vol. 36, nº. 7-8, p. 223-231, 2011.
[7] T. S. F. Silva, M. P. F. Costa, J. M. Melack, et E. L. M. Novo, « Remote sensing of aquatic vegetation: theory and applications », Environmental Monitoring and Assessment, vol. 140, nº. 1, p. 131-145, 2008.
[8] W. P. Waite et H. C. Macdonald, « "Vegetation Penetration" with K-Band Imaging Radars », Geoscience Electronics, IEEE Transactions on, vol. 9, nº. 3, p. 147 - 155, 1971.
[9] E. Rodríguez et J. M. Martin, « Theory and design of interferometric synthetic aperture radars », Radar and Signal Processing, IEE Proceedings F, vol. 139, nº. 2, p. 147 -159, 1992.
[10] P. A. Rosen, S. Hensley, I. R. Joughin, F. K. Li, S. N. Madsen, E. Rodriguez, et R. M. Goldstein, « Synthetic aperture radar interferometry », Proceedings of the IEEE, vol. 88, nº. 3, p. 333-382, 2000.
[11] G. R. Valenzuela, « Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — A review », Boundary-Layer Meteorology, vol. 13, nº. 1-4, p. 61-85, 1978.
[12] M. A. Karam, A. K. Fung, R. H. Lang, et N. S. Chauhan, « A microwave scattering model for layered vegetation », Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, vol. 30, nº. 4, p. 767-784, 1992.
[13] M. Burgin, D. Clewley, R. M. Lucas, et M. Moghaddam, « A Generalized Radar Backscattering Model Based on Wave Theory for Multilayer Multispecies Vegetation », Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, vol. 49, nº. 12, p. 4832 -4845, 2011.
[14] E. P. W. Attema et F. T. Ulaby, « Vegetation modeled as a water cloud », Radio Sci., vol. 13, nº. 2, p. PP. 357-364, 1978.
[15] F. T. Ulaby, T. H. Haddock, et Y. Kuga, « Measurement and modeling of millimeter-wave scattering from tree foliage », Radio Sci., vol. 25, nº. 3, p. PP. 193-203, 1990.
[16] A. R. G. Lang et X. Yueqin, « Estimation of leaf area index from transmission of direct sunlight in discontinuous canopies », Agricultural and Forest Meteorology, vol. 37, nº. 3, p. 229-243, 1986.
[17] A. R. G. Lang, « Simplified estimate of leaf area index from transmittance of the sun's beam », Agricultural and Forest Meteorology, vol. 41, nº. 3-4, p. 179-186, 1987.
[18] I. Jonckheere, S. Fleck, K. Nackaerts, B. Muys, P. Coppin, M. Weiss, et F. Baret, « Review of methods for in situ leaf area index determination: Part I. Theories, sensors and hemispherical photography », Agricultural and Forest Meteorology, vol. 121, nº. 1-2, p. 19-35, 2004.
[19] J. F. Nouvel, J. Martinot-Lagarde, H. Oriot, et R. Fjortoft, « Near-Nadir Ka-band radar backscattering measurements over wate surfaces, in preparation of the swot mission », in OCEANS, 2011 IEEE - Spain, Santander, Cantabria, Spain, 2011, p. 1 -4.
[20] D. J. Harding et C. C. Carabajal, « ICESat waveform measurements of within-footprint topographic relief and vegetation vertical structure », Geophys. Res. Lett., vol. 32, nº. 21, p. L21S10, oct. 2005.

[21] F. M. Henderson et A. J. Lewis, « Radar detection of wetland ecosystems: a review », International Journal of Remote Sensing, vol. 29, n°. 20, p. 5809 - 5835, 2008.
[22] F. M. Danson, D. Hetherington, F. Morsdorf, B. Koetz, et B. Allgoewer, « Forest canopy gap fraction from terrestrial laser scanning », IEEE Geosci. Remote Sens. Lett., vol. 4, n°. 1, p. 157-160, janv. 2007.

2.6 Conclusion

Les amplitudes des images radar dépendent fortement des caractéristiques de la surface observée : du type (eau, sol, végétation), de ses paramètres de rugosité, de l'humidité dans le cas des sols, de la densité de feuilles dans le cas de la végétation. Il n'existe pas un modèle qui permet de prendre en compte tous les cas. Plusieurs modèles, choisis en fonction de leur domaine de validité, ont été combinés pour couvrir le plus grand nombre de cas.

Les modèles sélectionnés par Capgemini et le CNES mettent en évidence une différence notable entre l'eau et la végétation, de l'ordre de 10 dB de différence. Cependant, le modèle utilisé pour les cas de sols nus doit être affiné, car pour l'instant la modélisation utilisée est le modèle GO, identique au modèle de l'eau, ce qui conduit à la conclusion que seuls les paramètres de rugosité jouent un rôle dans le contraste des deux milieux. De plus, la validité du modèle GO n'a pas été démontrée pour de grandes valeurs de ks et kl_c. Des études sont menées actuellement pour le CNES par différents organismes pour affiner les modèles de rétrodiffusion de l'eau en proche nadir.

Pour évaluer l'impact du *layover* causé par la présence de végétation, j'ai développé un nouvel outil utilisant des modèles simples de coefficients de rétrodiffusion radar. J'ai montré que l'erreur de hauteur dans la zone de *layover* est liée au coefficient d'atténuation, c'est-à-dire la densité de la végétation. Plus elle est dense, plus le nombre de diffuseurs intervenant est élevé, ce qui correspond à une faible probabilité de passer à travers la canopée. Cela a pour conséquence d'augmenter la hauteur du centre de phase, et donc d'augmenter l'erreur d'estimation de hauteur. L'antenne radar observe plus de points à la même distance mais qui ne sont pas à la même hauteur. Les erreurs résiduelles sont de l'ordre de 20 cm en moyenne.

La modélisation choisie est cohérente : la hauteur de la végétation joue un rôle sur la distance d'impact. Plus la végétation est élevée, plus le phénomène de *layover* s'étend. Néanmoins, à cause des faibles hauteurs d'ambiguïté et du fort contraste eau–terre, les erreurs de phase sont faibles dans nos simulations, de 30 à 40 cm maximum. Dans le cas d'arbres dépassant la hauteur d'ambiguïté, la phase effectue plusieurs tours et donc la valeur obtenue peut être de l'ordre de 20°, par exemple, alors qu'en fait elle serait de 380°.

La modélisation interférométrique mise en place indiquent que les zones d'inondations pourront être détectables avec l'instrument KaRIN. Les estimations d'élévation de la végétation diminuent en présence d'eau sous le couvert. Pour l'instant il n'est pas possible de déterminer l'ordre de grandeur de l'erreur, il est nécessaire d'affiner les modèles de rétrodiffusion radar de l'eau et de la végétation. *Attema and Ulaby* [1978] proposèrent le modèle « water cloud model ». Cette modélisation considère la végétation comme un nuage, les feuilles sont assimilées à de petites gouttes qui réfléchissent le rayon lumineux. L'idée serait de reprendre ce modèle sans considérer les effets de double rebond. Une récente étude, menée par *De Zan et al.* [2013], montre que la meilleure représentation du signal interférométrique obtenu par TanDEM–X (interféromètre en bande X), est obtenue en considérerant la végétation comme des amats/nuages de rétrodiffuseurs. Leur étude portait sur les forêts tropicales brésilienne et indonésienne. Une modélisation qui prend en compte cette étude et le modèle d'*Attema and Ulaby* [1978], est la prochaine piste à suivre pour affiner le modèle.

CHAPITRE 3

Modélisation des données SWOT

Durant les mois de février, avril et mai 2011, l'ONERA a réalisé plusieurs campagnes de mesure pour le CNES à l'aide d'un radar aéroporté en bande Ka. Le radar était à bord du motoplaneur Busard appartenant à l'ONERA, les mesures étaient réalisées en proche nadir [*Nouvel et al.*, 2011; *Fjortoft et al.*, 2013]

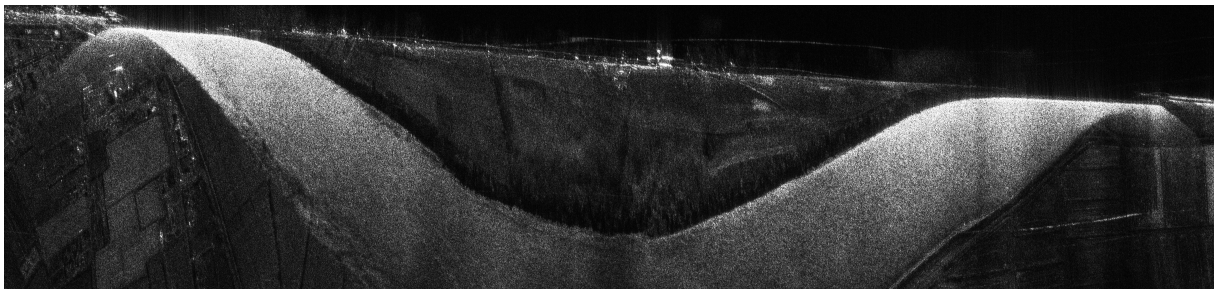


FIGURE 3.1 – Module d'une image radar en bande Ka. Vol aéroporté effectué le 25/05/2012 par l'ONERA

L'image 3.1 représente le module (amplitude réelle) d'une acquisition radar. Le vol a été réalisé le 25 mai 2012 au-dessus du Rhône, en aval d'Arles. La partie haute de l'image correspond au *near range* (2°) et le bas au *far range* (14°). L'objectif était d'avoir un angle de visée de 0°, le décalage à 2°est dû à un angle de squint de 1,6°(le lobe principal pointe à 1,6°) et d'une pente de la trajectoire de 0,4°. L'image est en géométrie radar d'où cet aspect déformé. L'eau est très brillante sur cette image et tout particulièrement près du nadir. Ces images aéroportées appuient les hypothèses faites dans la section précédente : les caractéristiques de la surface en eau la rendent plus brillante que la terre. Un phénomène de repliement est observable dans la partie haute de l'image. Il est dû à la largeur du lobe d'antenne. Cet effet ne sera pas présent dans les futures données SWOT dont le lobe d'antenne est beaucoup plus fin.

En vue du développement des algorithmes des chaînes de traitement des futures images SWOT, comme la segmentation d'images, ou l'évaluation des erreurs de mesure liées à une variation de la plateforme (angle de roulis, variation de la longueur du mât), un premier simulateur d'images SWOT a été

mis au point pour le CNES par la société Altamira Information. La philosophie de construction des images est basée sur le logiciel DIAPASON. Ce dernier, distribué, maintenu et amélioré par Altamira Information, avait été initialement développé au CNES [*Massonnet*, 1997a]. Cet outil a fait ses preuves à de nombreuses reprises et a permis notamment de démontrer les capacités de détection de mouvements par l'interférométrie radar différentielle spatiale [*Massonnet et al.*, 1993, 1994, 1995, 1996; *Massonnet*, 1997b].

Dans ce chapitre, la théorie utilisée pour simuler les images radar est présentée. Les données d'entrée, ainsi que leur utilisation, sont détaillées. Enfin, les résultats obtenus dans le cas d'une simulation au niveau du Rhône seront exposés. L'étude de sensibilité du simulateur, faite par Altamira Information, ne sera pas présentée dans le manuscrit.

Les images radar ne seront pas directement exploitables par les hydrologues, hydrodynamiciens ou océanographes, car il faut les transformer et les combiner pour obtenir le produit final de la mission, à savoir des hauteurs des surfaces d'eau directement exploitables. Le simulateur mis en place au CNES ne fournit que les images interférométriques. Pour répondre aux besoins scientifiques, l'étape de déroulement de phase est nécessaire. De plus, les simulations fournissent pour un site donné un couple d'images qui correspondent à une demi-fauchée SWOT pour un temps donné. Si un utilisateur souhaite simuler une grande quantité de données, comme un mois de simulation ou pour couvrir une grande étendue géographique (suivi d'un grand bassin fluvial), le temps de calcul devient trop conséquent. Le déroulement de phase n'étant pas mis en place au CNES, une alternative a été développée au LEGOS. Cet outil modélise directement les hauteurs d'eau avec les erreurs résiduelles, sans passer par les images radar. Les erreurs sont moins réalistes physiquement mais elles permettent de générer rapidement une grande quantité de données. La méthode utilisée par ce dernier simulateur est décrite en fin de chapitre. L'estimation des erreurs résiduelles y est détaillée.

Table des matières

3.1 Modélisation des images Single Look Complex (SLC) 100
3.1.1 Définition 100
3.1.2 Les paramètres d'entrée de la simulation 100
3.1.2.1 Les caractéristiques de la mission SWOT 100
3.1.2.2 Les erreurs d'attitude de la plate-forme et instrumentales 100
3.1.2.2.1 Le roulis 101
3.1.2.2.2 La variation thermo–élastique du mât 102
3.1.2.2.3 Le bruit thermique 102
3.1.2.3 La scène 102
3.1.3 La création des images Single Look Complex (SLC) 103
3.2 Modélisation de l'interférogramme 106
3.2.1 L'amplitude 106
3.2.2 La phase interférométrique 106
3.2.3 La cohérence 107
3.3 Simulation des hauteurs d'eau (produit final SWOT) 107
3.3.1 Les paramètres d'entrée du simulateur du produit final 108
3.3.2 Les erreurs résiduelles 109
3.3.2.1 L'erreur de hauteur 109
3.3.2.2 L'erreur liée à la distance cible–antenne 110
3.3.2.3 L'erreur liée à la longueur du mât 110
3.3.2.4 L'erreur liée au roulis 110
3.3.2.5 L'erreur liée à la perte de cohérence 111
3.3.3 Simulation des produits finaux de la mission 112
3.4 Conclusion 113

3.1 Modélisation des images Single Look Complex (SLC)

3.1.1 Définition

L'image Single Look Complex (SLC) ou image mono-vue est une image complexe, c'est-à-dire que chaque pixel contient une information d'amplitude et de phase. Les images SLC des données brutes, elles sont issues des traitements de compression en distance et azimut des données brutes radar radar.

L'image est en « pleine résolution », les pixels sont dans la géométrie radar. La résolution est souvent différente en azimut et en distance. C'est pour cela que ces données sont étirées dans le sens azimutal comme le montre la figure 3.1. C'est pourquoi, il est souvent difficile de les interpréter visuellement. Elles sont en général présentées sous la forme dite multi-vues. Les pixels sont moyennés de façon à leur donner une forme plus « carrée » comme les images de la figure 2.1.

3.1.2 Les paramètres d'entrée de la simulation

3.1.2.1 Les caractéristiques de la mission SWOT

Afin de simuler les données, il est nécessaire d'avoir une description de l'instrument de mesure (KaRIN) et de la trajectoire de la plate-forme (orbite).

Orbite	Altitude	970km
	Inclinaison	78°
	Répétitivité	22 jours
KaRIN	Angles de visée	0.6°- 4.1°
	Fréquence	35.6GHz
	Longueur du mât	10m
	Bandwidth	200MHz

TABLE 3.1 – Paramètres principaux de la mission SWOT et de l'instrument principal KaRIN

Un fichier orbital est requis en entrée. Il contient le temps de passage de la plate-forme, sa position x, y, z par rapport au centre de la Terre, et sa vitesse de déplacement dans les trois directions. Ces informations combinées aux angles d'incidence permettent de calculer la projection de la fauchée au sol et le temps de passage du satellite au-dessus de la zone considérée.

3.1.2.2 Les erreurs d'attitude de la plate-forme et instrumentales

L'utilisateur peut choisir le type d'erreur à introduire : le bruit thermique ou les erreurs liées à l'attitude de la plate-forme (la variation de l'angle de roulis et la variation thermo–élastique de la longueur du mât (ou *baseline*)).

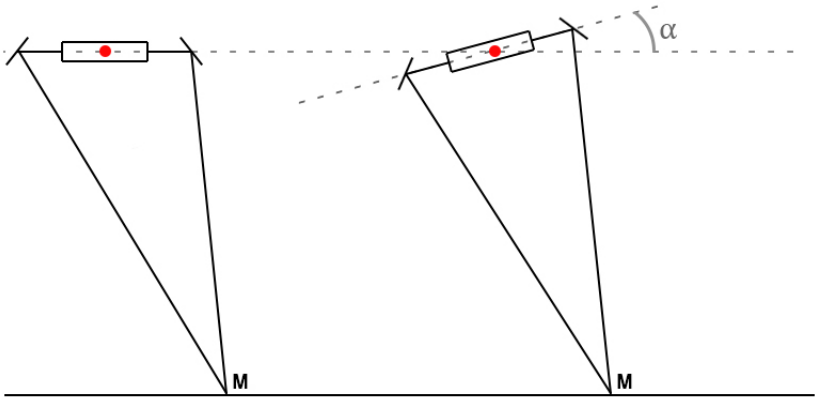
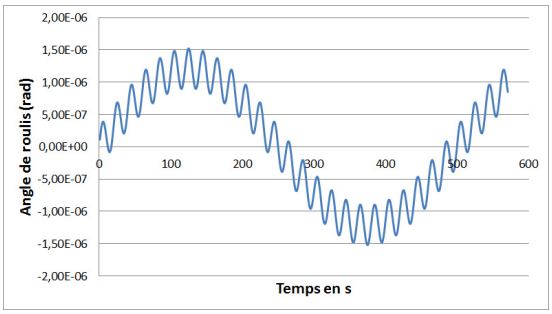


FIGURE 3.2 – Représentation du roulis

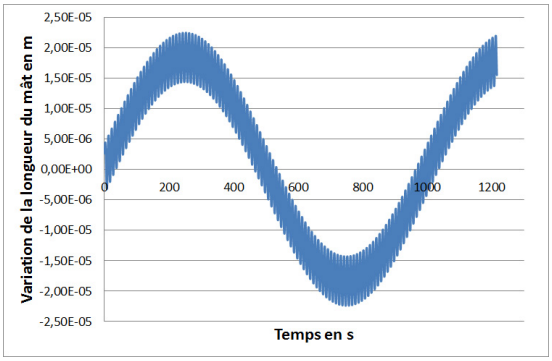
3.1.2.2.1 Le roulis

Le roulis correspond à l'angle α sur la figure 3.2. Une antenne est décalée par rapport à sa position initiale (les deux antennes peuvent l'être aussi).

Étant donné que les deux images sont construites simultanément, et que les deux antennes sont reliées, la phase sera affectée par l'erreur de roulis due au biais de l'altitude d'ambiguïté provenant de l'effet de pente introduit [*Enjolras*, 2007a]. L'effet principal du roulis est au niveau radiométrique, le lobe principal étant légèrement décalé. Pour qu'il y ait un changement de « case » distance, un décalage du *near range*, l'angle de roulis doit être important. Cependant, si le roulis n'est pas connu durant l'étape de segmentation d'images (discrimination des pixels eau–environnement), des pixels peuvent être mal classés à cause de leur radiométrie. Des capteurs placés sur la plate-forme permettent de connaître cet angle et de corriger une grande partie des effets produits par le roulis. Le choix a été fait par le CNES de modéliser, dans un premier temps, la variation du roulis par une somme de trois sinusoïdes (figure 3.3a). Le roulis introduit varie de $-1,5.10^{-6}$rad à $1,5.10^{-6}$rad.



(a) Variation du roulis en radian en fonction du temps



(b) Variation de la longueur du mat en m en fonction du temps

FIGURE 3.3 – Modélisation de la variation : a.) du roulis et b.) de la longueur du mât

3.1.2.2.2 La variation thermo–élastique du mât

Tout matériau soumis à des températures extrêmes se déforme. Au vue des conditions thermiques que subissent les satellites, il est nécessaire d'estimer l'impact des variations thermiques au niveau de la mesure. En effet, la variation de la longueur du mât joue directement sur la détermination de la phase, car il intervient sur la précision de la phase interférométrique. La phase interférométrique est liée la différence de distance entre les deux antennes et la cible :

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda}(r_2 - r_1) \simeq \frac{2\pi}{\lambda} B \sin\theta$$

où B est la longueur du mât et θ l'angle de visée.

La variation de la longueur du mât est aussi est introduite comme étant une somme de trois sinusoïdes (figure 3.3b).

3.1.2.2.3 Le bruit thermique

Si l'utilisateur le souhaite, le bruit thermique peut être simulé. Il s'agit du bruit minimum présent sur un système électronique, même lorsque l'instrument n'est sensé rien mesurer, dans une zone d'ombre par exemple, ce signal est présent. Le bruit thermique est lié à la constante de Boltzmann k_B, à la température de système T_0 et à la bande de fréquence du signal Δf. Il s'exprime par la relation :

$$N = F_{ac} k_B T_0 \Delta f \qquad \text{où } F_{ac} \text{ est une constante}$$

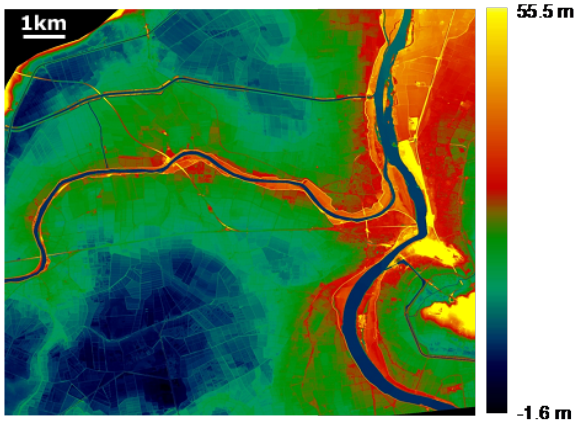
Le rapport signal à bruit est plus souvent utilisé, il s'exprime en décibels et représente le rapport entre la puissance du signal reçu et le bruit thermique. Le détail des calculs, dans le cadre de SWOT, a été développé dans la thèse de *Enjolras* [2007b].

3.1.2.3 La scène

Les caractéristiques de la scène sont nécessaires pour reproduire le signal radar. L'élément primordial est le modèle numérique de terrain (MNT ou DEM). Il s'agit de fichiers grilles géoréférencés intégrant l'altitude. L'altitude est la distance d'un point au géoïde de référence (équipotentiel de gravité).

Il existe plusieurs MNT. Certains sont globaux tel que celui produit durant la mission SRTM, d'autres sont réalisés au niveau national, comme la BD Alti de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN). Celui de l'IGN se limite au territoire français, il a une résolution assez fine de 25 m et peu descendre jusqu'à 10 m dans certains régions. Dans le cadre du « plan Rhône », l'IGN a réalisé une campagne de mesures tout le long du fleuve. Il s'agit principalement de relevés topographiques (réalisés à partir d'un LiDAR aéroporté) qui ont conduit à la création d'un MNT à haute résolution (2 m). Le MNT généralement utilisé au niveau global, lorsqu'aucune donnée locale n'est disponible, est celui réalisé à l'aide de la mission SRTM. Sa résolution est de 90 m, mais est disponible localement à 30 m. Il a l'avantage d'être un des premiers MNT à couvrir le globe. Sa précision verticale est inférieure à 10 m (pour un pixel de 30 m par 30 m).

Le simulateur mis en place par Altamira Information nécessaire un MNT avec une résolution plus fine que les pixels SWOT. L'idéal est d'avoir des pixels de 1 m de résolution pour être sûr d'avoir suffisamment de points à l'intérieur d'un pixel SWOT. Pour les simulations au niveau de la Camargue, un MNT très précis créé par l'IGN (figure 3.4a) est utilisé. Son pas est de 2 m avec une précision verticale de 20 cm. Il est fourni avec une carte d'occupation des sols. Le MNT a subi un sur–échantillonnage afin d'obtenir des pixels de 1 m.



(a) MNT produit par l'IGN du Rhône autour d'Arles

(b) Masque d'occupation des sols : en noir les sols nus, en blanc l'eau

FIGURE 3.4 – Cartes données en entrée : a.) MNT et b.) occupation des sols

En plus du MNT, il est requis de fournir un masque qui indique les zones en eau, sol nu et végétation. Le masque 3.4b correspond au masque utilisé pour réaliser les simulations. Les zones en noir sont classées sol nu et celles en blanc correspondent aux surfaces d'eau.

Afin d'introduire les coefficients de rétrodiffusion radar, deux méthodes ont été mises au point. La première consiste en l'utilisation d'un outil annexe, développé par Capgemini, qui produit des cartes de coefficients de rétrodiffusion radar à partir d'une carte d'occupation des sols, et d'une carte d'angle d'incidence réalisée à l'aide d'un module du simulateur à partir du MNT et de l'orbite. La deuxième méthode inclut les modèles des coefficients de rétrodiffusion radar dans le simulateur. Les deux méthodes sont utilisables. Les résultats obtenus à l'aide de ces deux méthodes sont identiques pour les surfaces en eau et les sols nus. Les résultats présentés dans cette thèse ont été réalisés à l'aide de la deuxième méthode. Ils ont utilisés des données d'entrée concernant l'état de la surface : les paramètres de rugosité, la salinité et la température pour l'eau, le taux d'humidité et la composition (pourcentage de sable et argile) pour les sols nus.

3.1.3 La création des images Single Look Complex (SLC)

Une image radar est composée de pixels de type complexe, c'est-à-dire qu'ils contiennent l'information d'amplitude (ou intensité) et de phase. L'antenne émet et reçoit le signal réfléchi par la surface. En se basant sur les équations radar, cela revient à utiliser l'équation 2.1.

$$V(r_0, x_0) = A \int W\left(r - r_0, x - x_0\right) e^{i2kr} f(x, y, z) \mathrm{d}x \mathrm{d}y \mathrm{d}z$$

La réponse impulsionnelle, W, est une fonction « porte » dans ce type de modélisation. L'amplitude de rétrodiffusion est tirée des modèles de rétrodiffusion choisis ou des cartes de rétrodiffusion mises en entrée. L'intégrale est considérée comme une somme des différents contributeurs dans un pixel SWOT.

$$V(r_0, x_0) = A \sum_{n=1}^{N} f_i \mathrm{e}^{2ikr_n} \tag{3.1}$$

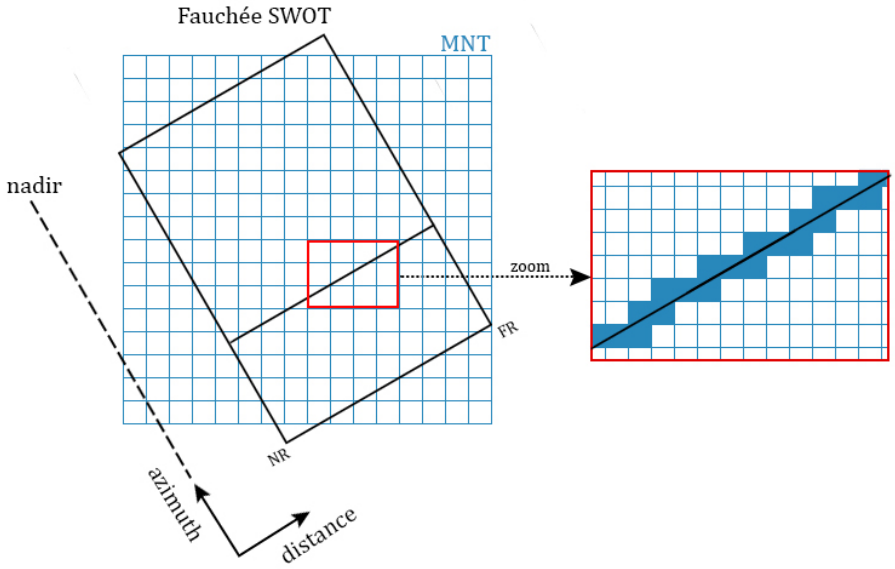


FIGURE 3.5 – Construction d'une image SLC

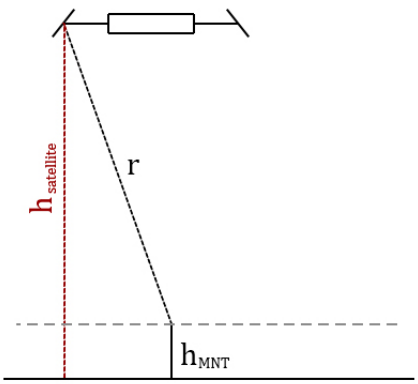


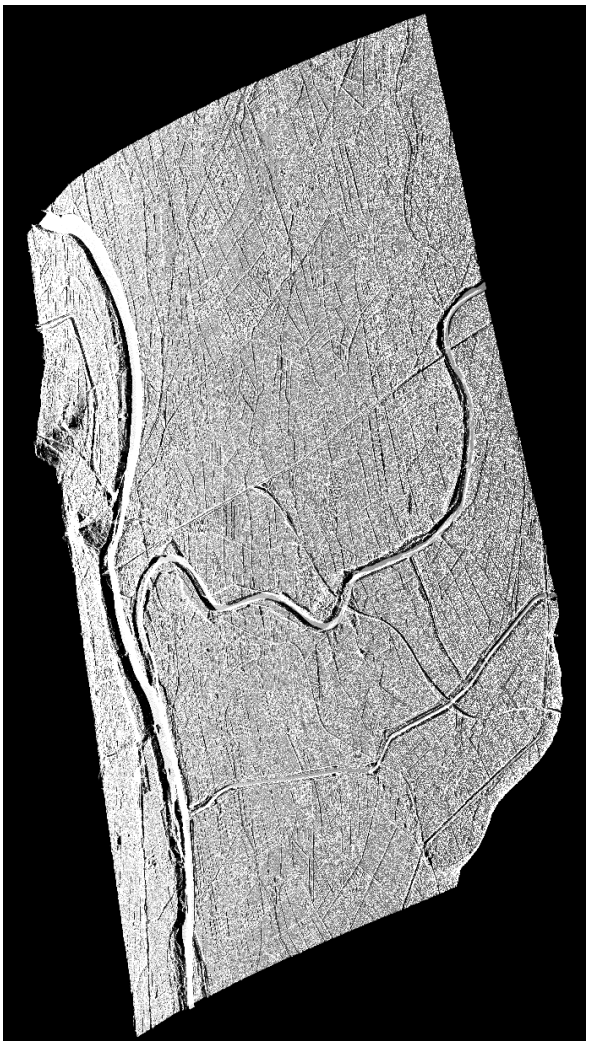
FIGURE 3.6 – Estimation de la distance r. h_{MNT} est la hauteur moyenne du pixel

La projection de la fauchée SWOT sur le MNT de la scène est calculée (figure 3.5). Chaque azimut est traité séparément. Grâce à la connaissance de la fréquence d'échantillonnage, la taille des pixels SWOT est connue. Pour un pixel SWOT donné, les N pixels du MNT rencontrés sont sélectionnés. Pour chaque pixel n du MNT, la distance r_n est calculée (figure 3.6) et le coefficient de rétrodiffusion est relevé sur la carte mise en entrée ou calculé selon le type de surface défini à l'aide de la carte d'occupation des sols (ou masque). La distance r_n permet de définir dans quelle case distance de l'image SWOT se retrouve

le pixel n du MNT. Les contributions de chaque pixel MNT, distance et coefficient de rétrodiffusion radar associé, sont sommées de façon cohérente (équation 3.1).

Le simulateur d'Altamira Information crée trois images en géométrie radar : une image maître (antenne 1), une image esclave (antenne 2) et une image esclave coregistrée avec l'image maître (antenne 2). Cette dernière a subi une transformation pour que les deux images soient superposables. Il est nécessaire que les images soient coregistrées finement (au dixième de pixel près) pour réaliser l'interférogramme.

(a) Amplitude en mono vue



(b) Amplitude en multi-vues 10x1

FIGURE 3.7 – Sorties du simulateur amplitude de l'image maître (NR à gauche de l'image, orbite ascendante)

La figure 3.7a représente un zoom au niveau de l'image maître. Par rapport au MNT, l'étirement est clairement visible. Ce phénomène est lié à l'image radar, la résolution en azimut (2,5 m) est différente de la résolution en distance (10 à 70 m). La figure 3.7b est une image multi-vues 10x1, c'est-à-dire que 10 pixels en azimut ont été moyennés contre aucun en distance (pixels inchangés). Elle est plus facilement comparable au MNT que la simple vue.

Le fleuve est très brillant comme sur l'image du vol aéroporté 3.1. Cela est dû aux paramètres choisis pour caractériser l'eau et le sol nu. Des zones sombres apparaissent au niveau du fleuve. Elles corres-

pondent à des zones de rapprochement qui reflètent peu le signal radar. La région de la Camargue est assez plate dans son ensemble et le fleuve est bordé de hautes berges qui créent des zones de *layover*, où le signal des berges s'ajoute à celui de l'eau (zone brillante).

3.2 Modélisation de l'interférogramme

L'interférogramme est obtenu en combinant les informations des images SLC coregistrées. Trois résultats sont obtenus : l'amplitude, la phase interférométrique et la cohérence.

3.2.1 L'amplitude

L'amplitude est l'information la plus simple à interpréter à l'oeil nu. Elle sert à la différenciation des différents types de surfaces : eau, sol nu ou végétation (lorsque prise en compte). L'amplitude interférométrique est la moyenne des amplitudes des deux images complexes SLC. La figure 3.8a représente l'amplitude obtenue pour une simulation au-dessus de la Camargue. L'image finale est « inversée » par rapport au MNT. Le Nord se situe au bas de l'image. Cela est dû à l'orbite de simulation qui est ascendante : le Grand et Petit Rhône sont observés avant le fleuve. La partie gauche de l'image, qui correspond au *near range*, est plus brillante que la partie droite. Ce phénomène, visible dans les images SAR, se retrouve ici dans nos simulations. Les berges du fleuve apparaissent sombres, du fait de fortes pentes présentes sur les berges. L'angle d'incidence local est supérieur à 10 °et le signal reçu de l'ordre de -40 dB. Il y a une très forte variation de l'amplitude d'un pixel à l'autre. Il s'agit du phénomène de *speckle* (chatoiement) qui peut être modélisé comme un fort bruit multiplicatif.

3.2.2 La phase interférométrique

La phase interférométrique fournit l'information d'élévation, elle peut être transcrite en hauteur en multipliant la phase déroulée par l'altitude d'ambiguïté. Dans l'équation radar 2.3, il s'agit du terme $k(r_1 - r_2)$. La phase est obtenue en faisant la différence pour chaque pixel de la phase de l'image maître et celle de l'image esclave. La phase comporte des variations rapides qui rendent l'interprétation difficile. Il s'agit de « franges orbitales » qui proviennent de l'écart entre les orbites des deux antennes même dans le cas d'une terre plate. De façon naturelle, même si le point observé est à une altitude de 0 m, une différence de phase apparaît car il y a une différence de distance entre le point et chaque antenne. La méthode la plus simple pour les ôter est d'utiliser un MNT plat de la zone à partir duquel les « franges orbitales » seront calculées. Il s'agit d'un MNT dans lequel toutes les altitudes sont à 0 m et dont le maillage est de même taille que les pixels SWOT finaux, car c'est à ceux-ci que la phase « terre plate » est retirée.

L'image 3.8b représente la phase interférométrique simulée pour le cas de la Camargue. La phase varie peu : au niveau du plateau, autour de 270° ; au niveau des rizières, autour de 10° ; au niveau du fleuve, autour de 15°. Le fleuve est considéré plat dans cette simulation, il n'y a donc aucune information de pente sur l'eau dans cette simulation. La phase varie fortement au niveau des berges du fleuves, zone de passage d'une altitude de 10–15 m à 40 m. Il convient de noter que le bruit thermique simulé est sous-estimé. Les vrais interférogrammes SWOT seront nettement plus bruités.

3.2.3 La cohérence

L'image 3.8c représente la cohérence du signal interférométrique. La cohérence γ sert de critère de qualité de l'interférogramme (équation 3.2). Elle est comprise entre 0 et 1 ; 1 signifiant que les images sont parfaitement cohérentes et que la phase interférométrique est peu bruitée et interprétable.

$$\gamma = \left| \frac{\langle V_1 V_2^* \rangle}{\sqrt{\langle V_1^2 \rangle \langle V_2^2 \rangle}} \right| \tag{3.2}$$

V_1 est le signal complexe de l'image maître. V_2^* est le complexe conjugué de l'image esclave. Leur produit correspond à l'interférogramme 2.3, elle fournit un résultat complexe : $A^2 \mathrm{e}^{i\phi}$. $\langle V_1^2 \rangle$ et $\langle V_2^2 \rangle$ sont les intensités de chaque image. La cohérence se calcule en réalisant sur chaque image un moyennage sur une fenêtre glissante, généralement de taille 3 pixels X 3 pixels ou 5 pixels X 5 pixels.

La cohérence simulée est comprise entre 0,8–0,9 au niveau du fleuve, aux alentours de 0,7 dans la plaine, et chute autour de 0,3 au niveau des berges. La phase interférométrique est très stable au niveau de l'eau et du sol. La perte de cohérence au niveau des berges est le signe de la présence du phénomène de *layover*. En effet, le Rhône est un fleuve plutôt encaissé dans cette région. Les altitudes relevées sur le MNT aux abords du fleuve sont de l'ordre de 40 m. Le bruit thermique en compte dans le simulateur est sous-estimé, ce qui explique des valeurs si élevées par rapport aux mesures réalisées par l'ONERA.

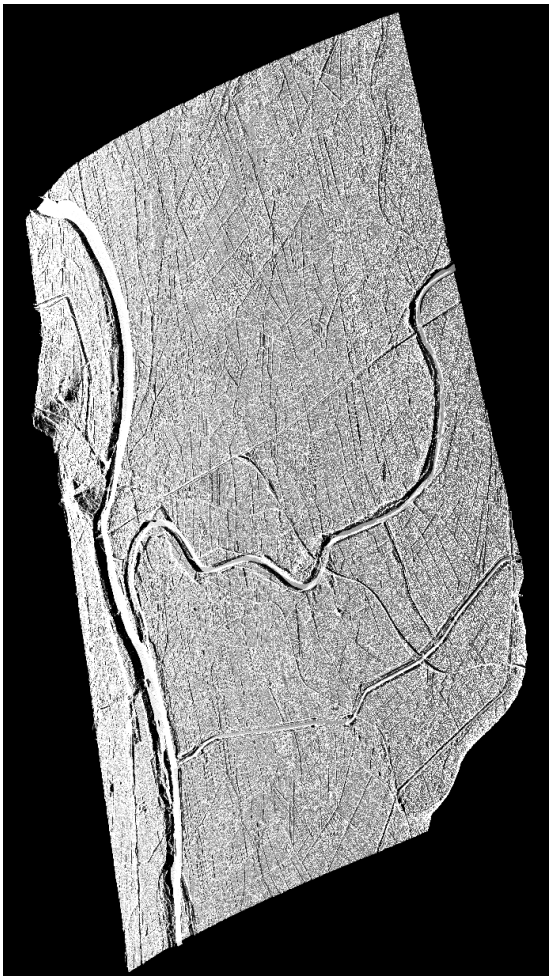
Ce simulateur permet de modéliser les images SWOT et d'évaluer la sensibilité de la mesure aux conditions de la plateforme et de la scène. Les différentes méthodes de traitement des images SWOT, telles que l'extraction de structures fines (rivières), pourront être mises en place à l'aide de ces images. Un des objectif de la thèse est de créer un outil qui permette d'évaluer l'apport de SWOT à l'étude de l'estuaire de l'Amazone. Il est nécessaire d'avoir des données SWOT sur au moins une période d'un an pour pouvoir évaluer leur impact (échantillonnage, couverture). Or les ressources informatiques nécessaires pour réaliser une image SLC sont assez importantes. En effet, la création d'une ligne met 10 s, les images SLC présentées ici, et qui correspondent seulement à un quart de fauchée, contiennent 5923 lignes en azimut, ce qui équivaut à 16 h de simulation. En revanche, la fabrication de l'interférogramme est assez rapide (moins de 30 min). Compte-tenu des temps de simulation pour la création des données SLC, un autre outil a été développé au cours de la thèse. Il fournit directement les hauteurs des surfaces en eaux considérées sans passer par les SLC ni l'interférogramme. Les erreurs instrumentales de la mission SWOT sont considérées comme des erreurs gaussiennes.

3.3 Simulation des hauteurs d'eau (produit final SWOT)

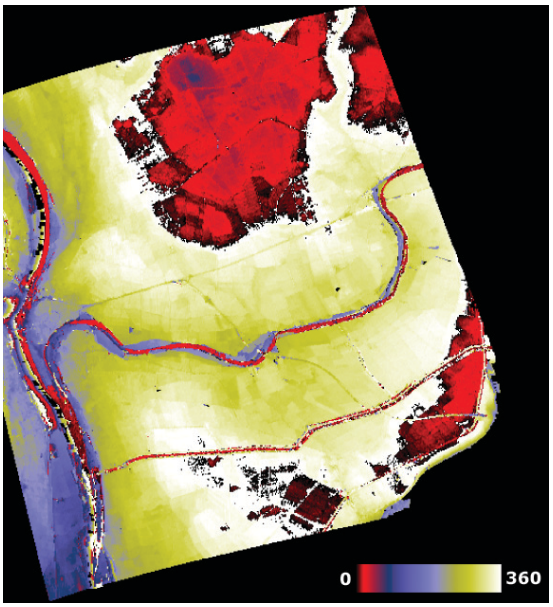
La philosophie de ce simulateur, mis au point initialement par S. Biancamaria durant sa thèse [*Biancamaria*, 2009], est d'utiliser les sorties d'un modèle hydrodynamique ou hydrologique, comme hauteurs de référence, puis de leur superposer des erreurs résiduelles représentatives de SWOT.

L'objectif était d'avoir un simulateur qui puisse être utilisé par les scientifiques sans avoir à connaître les techniques d'imagerie radar. Il devait être simple d'utilisation et rapide. Une interface a été conçue afin que l'utilisateur coche les options choisies : type d'orbite choisie, erreurs à simuler, les coordonnées de la zone, durée de simulation, etc.

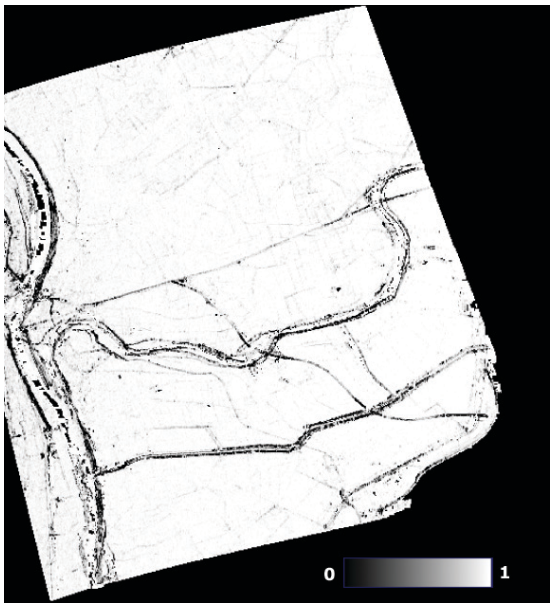
Cette partie décrit les données d'entrée, le fonctionnement du simulateur et les données obtenues en sortie.



(a) Amplitude



(b) Phase interférométrique



(c) Cohérence

FIGURE 3.8 – Sorties du simulateur en multi-vues : amplitude, phase et cohérence

3.3.1 Les paramètres d'entrée du simulateur du produit final

Il est nécessaire de fournir les caractéristiques de l'instrument KaRIN (cf. tableau 3.1), l'orbite sur une période complète de SWOT, les hauteurs d'eau de référence (issues d'un modèle hydrologique par

exemple), la délimitation de la zone (coordonnées des longitudes et latitudes maximales) , le nombre d'occurrences souhaitées et les types d'erreurs à simuler.

L'utilisateur choisit quelles caractéristiques de l'instrument il souhaite utiliser : les caractéristiques nominales (définies dans un fichier d'entrée) ou des caractéristiques différentes qu'il veut tester. Il peut ainsi, observer l'effet d'un changement de longueur de mât, le passage d'un mode ping-pong à non ping-pong, ou encore modifier la fréquence d'échantillonnage. En plus des caractéristiques de l'instrument, l'utilisateur peut modifier l'atténuation du signal lié à la traversée de l'atmosphère. Pour l'instant, l'impact de la troposphère humide est associée à une perte de puissance de signal de 1 dB.

Au moment où se déroulait cette thèse, trois orbites étaient envisagées :
- une orbite à 970 km (sous-cycle de 3 jours), répétitivité exacte de 21,86366 jours
- une orbite à 873 km (sous-cycle de 1 jour), répétitivité exacte de 21,86004 jours
- une orbite à 810 km (sous-cycle de 7 jours), répétitivité exacte de 21,85758 jours

L'utilisateur a la possibilité de choisir quel type d'orbite il veut tester pour une étude d'assimilation par exemple.

Il n'est pas nécessaire de fournir les hauteurs d'eau pour la première partie du simulateur. Les coordonnées des points de mesures suffisent. Le simulateur accepte les données d'entrées de type : longitude/latitude, éléments du maillage du modèle hydrodynamique (fichier texte ou NetCDF), ou un raster dans laquelle les zones où l'eau n'est pas présente correspond à une valeur par défaut, comme -99999. Une option permet d'indiquer le type de fichier utilisé.

3.3.2 Les erreurs résiduelles

Initialement, une seule erreur était prise en compte et correspondait à un bruit blanc. Durant cette thèse, j'ai introduit d'autres types d'erreurs. Il s'agit d'erreurs dites résiduelles, c'est-à-dire qu'elles sont présentes après traitement à cause d'une mauvaise connaissance de l'état du système. Elles auront des valeurs faibles, autour de la dizaine de centimètres.

3.3.2.1 L'erreur de hauteur

Il s'agit de l'erreur liée à l'altitude du satellite. Elle correspond à une erreur δH sur l'estimation de l'altitude du satellite H. Par défaut, le simulateur considère qu'il n'y a pas d'erreur au niveau de l'altitude. L'altitude de la cible, h, est déterminée par (cf. figure 3.6) :

$$h = H - r\cos\theta \quad \theta \text{ étant l'angle de visée} \tag{3.3}$$

En dérivant cette équation, j'obtiens :

$$\delta h = \delta H \tag{3.4}$$

L'erreur sur l'altitude du satellite entraîne une erreur identique sur la détermination de la hauteur de la surface observée. La valeur δH mise en entrée par l'utilisateur est directement considérée comme une erreur δh. Afin de ne pas avoir une erreur constante à chaque passage de SWOT, l'erreur est introduite par une une fonction de Gauss centrée en 0 et d'écart-type δh.

3.3.2.2 L'erreur liée à la distance cible–antenne

Supposons maintenant une erreur δr sur l'estimation de la distance cible–antenne ou erreur de *range*. La différentiation de l'équation 3.3 conduit à

$$\delta h = -\cos\theta \delta r \tag{3.5}$$

L'erreur varie avec l'angle de visée, elle augmente du *near range* au *far range*. L'utilisateur fixe l'erreur en distance ; l'erreur liée à la précision du range est calculée puis sommée aux hauteurs de références.

3.3.2.3 L'erreur liée à la longueur du mât

Il est supposé ici que les erreurs de roulis et de la variation de la baseline, distance séparant les deux antennes, sont décorrélées et dissociables. Bien que cela ne soit pas toujours le cas, cette méthode permet d'avoir des erreurs indépendantes et de faciliter les études d'assimilation.

La baseline est liée à la différence de phase

$$\Phi = k(r_2 - r_1) \simeq kB\sin\theta \tag{3.6}$$
$$\frac{\Phi}{kB} = \sin\theta$$

Par différentiation elle devient :

$$-\frac{\Phi}{kB^2}\delta B = \cos\theta\delta\theta \tag{3.7}$$

Or la relation entre δh et $\delta\theta$ est, par différentiation de l'équation 3.3 :

$$\delta h = r\sin\theta\delta\theta \tag{3.8}$$

La combinaison de cette équation avec les équations 3.6, 3.7 et 3.8 conduit à :

$$\delta h = -r\sin\theta\frac{\tan\theta}{B}\delta B \tag{3.9}$$

Par défaut, la valeur de δB est fixée à $50\mu m$ mais elle peut être modifiée par l'utilisateur.

3.3.2.4 L'erreur liée au roulis

Posons, θ_{vue} tel que $\theta_{vue} = \theta - \alpha$, θ angle d'incidence et α angle de roulis. Les erreurs de θ et α sont liées : $\delta\theta = \delta\alpha$. En combinant cette équation avec l'équation 3.8, l'erreur de hauteur liée au roulis s'estime par :

$$\delta h = r\sin\theta\delta\alpha \tag{3.10}$$

3.3.2.5 L'erreur liée à la perte de cohérence

Enfin, l'erreur liée à la perte de cohérence correspond à une erreur au niveau de la phase. Les équations 3.6 et 3.8 permettent d'obtenir :

$$\begin{aligned} &\Phi = kB\sin\theta \longrightarrow \delta\Phi = kB\cos\theta\delta\theta \\ &\delta h = r\sin\theta\delta\theta \\ &\Longrightarrow \delta h = \frac{H\sin\theta}{kB}\delta\Phi \end{aligned} \tag{3.11}$$

L'écart-type de la phase interférométrique, $\delta\Phi$ peut être approchée par la borne de Cramer-Rao avec l'augmentation du nombre de vues N_L. Cette approximation est raisonnable à partir de 4 vues [*Rosen et al.*, 2000]. Le nombre de vues correspond au nombre de échantillons sommés de manière incohérente, c'est-à-dire au moyennage des phases interférométriques. La borne de Cramer-Rao dépend de la cohérence totale du signal

$$\sigma_\Phi = \frac{1}{\sqrt{2N_L}}\sqrt{\frac{1-\gamma^2}{\gamma^2}}$$

La cohérence totale γ dépend de différentes cohérences :

- la cohérence géométrique γ_G :

$$\gamma_G = 1 - \frac{Bc}{\Delta f 2R\lambda\tan\theta} \quad c \text{ célérité de l'onde ; } \Delta f \text{ largeur de bande}$$

- la cohérence liée au rapport signal à bruit γ_{SNR} :

$$\gamma_{SNR} = \frac{1}{1+\frac{1}{SNR}} \quad SNR \text{ rapport signal au bruit thermique}$$

- la cohérence liée au bruit générée par le codage de la télémesure (compression des données) γ_{BAQ} :

$$\gamma_{BAQ} = \frac{1}{1+\frac{1}{SQNR}} \quad SQNR \text{ rapport entre signal en sortie du } \textit{Block Adaptive Quantization} \text{ (BAQ) et le signal d'}$$

- la cohérence liée à l'erreur de coregistration des pixels en distance γ_C :

$$\gamma_C = 1 - \frac{B\sin\theta\Delta f}{c}$$

La cohérence totale γ est le produit de toutes les cohérences :

$$\gamma = \gamma_G{\cdot}\gamma_{SNR}{\cdot}\gamma_{BAQ}{\cdot}\gamma_C$$

L'erreur liée à la perte de cohérence peut être ensuite estimée :

$$\delta h = \frac{H\sin\theta}{kB}\sigma_\Phi \qquad\qquad \delta h = \frac{H\sin\theta}{kB}\frac{1}{\sqrt{2N_L}}\sqrt{\frac{1-\gamma^2}{\gamma^2}} \tag{3.12}$$

3.3.3 Simulation des produits finaux de la mission

Le simulateur fonctionne en deux temps : la création des fauchées entachées des erreurs SWOT, puis la fabrication des données SWOT, c'est-à-dire les observations de hauteurs d'eau avec l'erreur associée.

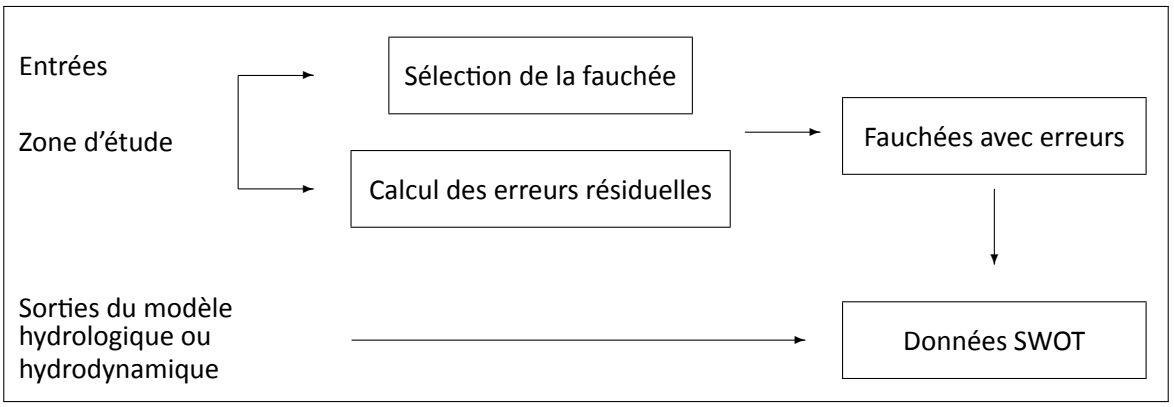


FIGURE 3.9 – Principe du simulateur des élévations des eaux de surface

L'utilisateur fournit les délimitations de sa zone d'étude. Le simulateur sélectionne toutes les traces qui se trouvent à l'intérieur de la zone.

Pour chaque fauchée, l'erreur totale est calculée (figure 3.10). Elle correspond à la somme de tous les δh précédents qui sont sélectionnés par l'utilisateur. Pour que les erreurs ne soient pas identiques à chaque passage SWOT, chaque erreur est considérée comme un bruit gaussien. Dans les cas des erreurs liées à l'altitude du satellite, à l'estimation du range, à la variation de la baseline, ou la variation du roulis, le simulateur utilise les fonctions de Gauss centrées en 0. La perte de cohérence, qui inclut le bruit thermique, est toujours présente, la gaussienne est dans ce cas centrée sur le δh déterminé par l'équation 3.12 et d'écart-type 2 cm.

Les erreurs résiduelles SWOT sont plus faibles que les erreurs des modèles hydrologiques et hydrodynamiques utilisés dans les différentes simulations réalisées. Les modèles ont des erreurs propres de l'ordre de 20 cm, tandis que les erreurs résiduelles obtenues sont au maximum à 15 cm. Les données SWOT sont dans ce cas parfaites. Afin de réaliser des études d'assimilations d'influence des erreurs SWOT, il est nécessaire d'ajouter un bruit supplémentaire : une erreur gaussienne centrée en 5 cm et d'écart-type de 2 cm.

Les fauchées contenant les erreurs ressortent dans la même configuration que les données d'entrée, c'est-à-dire un maillage identique à celui des données d'élévations fournies. Cela facilite la deuxième partie qui consiste à sommer les fauchées avec erreurs aux sorties du modèle hydrodynamique choisi (figure 3.11).

J'ai ainsi mis en place un simulateur simple d'utilisation et rapide (2200 fauchées de 140 km sont calculées en 1 h). Il s'adapte parfaitement aux études qui nécessitent une grande quantité de données comme les travaux d'assimilation de données. Il a d'ailleurs servi dans différentes études. Les deux dernières en date sont celles de M. Mouffe (CERFACS) et V. Pedinotti (CNRM). Durant son post-doctorat, M. Mouffe a pu démontrer l'apport de SWOT pour l'étude du débit bassin amazonien via un modèle unidimensionnel. Le travail de thèse de V. Pedinotti porte en partie sur l'apport de SWOT dans les modèles hydrologiques à grande échelle (ISBA) dans le cas du delta intérieur du Niger.

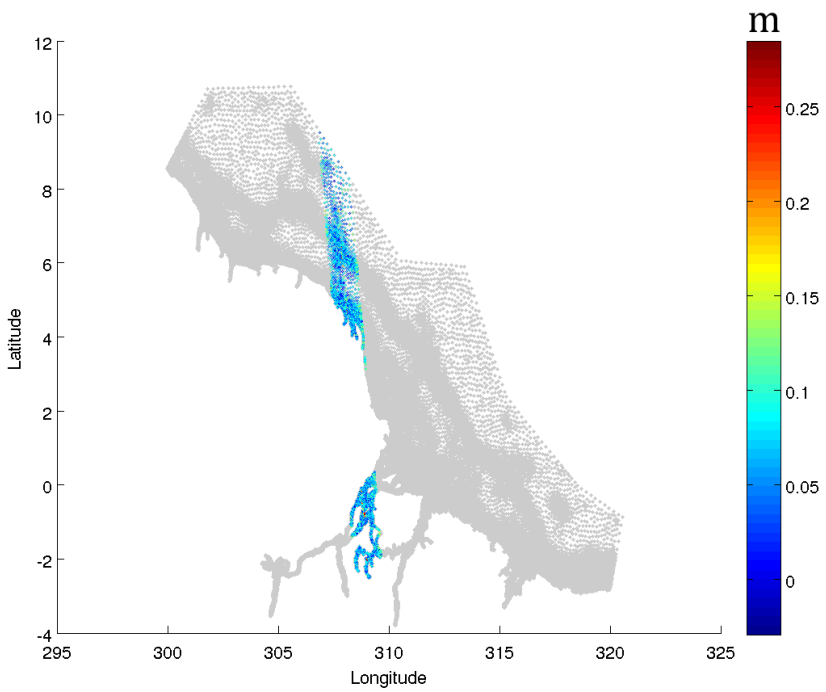


FIGURE 3.10 – Trace avec les erreurs : variation de baseline, d'angle de roulis et perte de cohérence

3.4 Conclusion

Deux types de simulateurs SWOT ont été présentés : un simulateur d'images SAR interférométriques et un simulateur du produit final, les hauteurs d'eau. Le premier simulateur a permis de comprendre et appréhender les futures données SWOT. Le *layover* sera très présent. Néanmoins, l'image du vol aéroporté permet d'avoir bon espoir quand à la différenciation des différentes zones grâce au fort contraste terre-eau. Comme précédemment, le simulateur nécessite de bons modèles de coefficient de rétrodiffusion pour reproduire les mêmes effets que les vols aéroportés. Il reste à rajouter un bruit thermique plus réaliste.

Le simulateur des hauteurs des surfaces d'eau a été complété par des erreurs plus réalistes. Les erreurs estimées correspondent aux bilans de performance visés par le projet SWOT.

La création d'images radar n'est pas aisée et est très demandeuse en ressources informatiques, contrairement au simulateur de hauteurs. Ce dernier nécessite plusieurs améliorations. Le problème du *layover* n'y est pas traité, alors qu'il est source d'erreur et donc à prendre en compte pour les modèles hydrodynamiques ou hydrologiques à fine échelle. La prochaine étape sera d'implémenter un module qui, à partir d'un MNT, calcule les zones de *layover*. Ce module pourrait être basé sur l'étude menée précédemment, chapitre 2, au sujet de l'impact de la végétation. La difficulté résidera dans la résolution du MNT. Le MNT utilisé par la majorité de la communauté scientifique est SRTM, dont les pixels ont une résolution insuffisante de l'ordre de 90 m. Il faudra implémenter un module qui sur-échantillonne le MNT sans créer de trop grands écarts d'altitude entre les pixels.

Afin de rendre les sorties du simulateur des hauteurs des surface d'eau encore plus réalistes dans les régions à forte précipitation, il serait intéressant de compléter les erreurs en prenant en compte

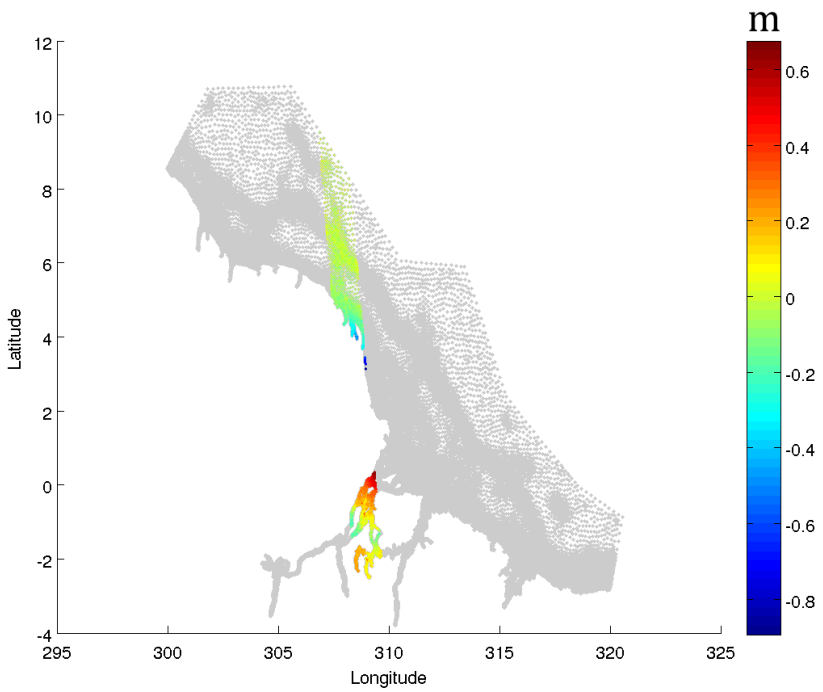


FIGURE 3.11 – Sortie du simulateur pour le 4 juin 2006, au niveau du fleuve Amazone.Les données de sorties sont au même format que les données d'entrée

les erreurs liées à la troposphère. La bande Ka correspondant à une longueur d'onde de l'ordre de 8 mm, des questions se posent au niveau de l'atténuation du signal due à la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère.

En effet, certaines régions subissent de fortes précipitations telles que les régions tropicales. Les études portant sur la compréhension du cycle de l'eau, des mécanismes climatiques ou de prévisions ont besoin de données dans les régions intertropicales. Ces zones sont importantes car elles contiennent des fleuves à fort débit (Amazone, Mekong, Congo), et sont sujettes à de fortes inondations. Bien qu'il soit prévu que les données ne soient peut être pas exploitables en cas de forte pluie, il est nécessaire de pourvoir estimer l'erreur en cas de forte humidité.

CHAPITRE 4

Utilisation des données SWOT dans le cas de l'Amazone

La largeur fluviale minimale théoriquement observable par T/P sur le bassin amazonien est comprise entre 0,58 et 1,16 km [*Birkett et al.*, 2002]. Elle correspond à la largeur d'un ou deux échos. Comme il a été indiqué au chapitre 1, la précision de la mesure altimétrique est en moyenne de 0,50 m [*Alsdorf et al.*, 2007b] et peut atteindre une précision de 0,30 m pour les rivières à l'aide de l'instrument RA–2 de la mission ENVISAT [*Frappart et al.*, 2006]. La mission SWOT fournira les élévations des eaux continentales de surface supérieure à 250 m par 250 m (lacs, réservoirs) et des fleuves de plus de 100 m de large. Grâce à ce type de données, il sera possible de surveiller l'évolution des eaux de surface, avec comme objectif estimer les débits moyens. Pour la plupart des stations de mesure, le débit est déduit des niveaux d'eau à l'aide de courbes de tarage. Cependant, comme il a été montré au chapitre 1, cette méthode ne s'applique pas à tous les points d'un fleuve. La présence de la marée induit un phénomène semblable à un hystérisis. Dans le fleuve Amazone, le signal de marée est présent jusqu'à environ 1000 km à l'intérieur des terres (Óbidos) en période d'étiage et jusqu'à 700 km en période de crue (Santarem) [*Kosuth et al.*, 2009].

Le fleuve amazonien représente à lui seul 17% des apports mondiaux en eau douce aux océans [*Callède et al.*, 2010]. Son débit moyen à Óbidos est de 170 000 m^3s^{-1} avec un minimum et maximum respectivement de 60 000 m^3s^{-1} et 270 000 m^3s^{-1} [*Gallo and Vinzon*, 2005]. La dynamique du bassin amazonien a été abordée dans de nombreuses études. La majorité d'entre elles s'est concentrée sur les zones situées en amont d'Óbidos. En effet, cette ville est la plus en aval du fleuve pour laquelle des valeurs de débit sont fournies. Dans les zones sensibles à la marée, les estimations de débit ne sont pas réalisables directement. Une des pistes envisagée est d'utiliser un modèle hydrodynamique afin de relier les pentes et hauteurs estimées par la future mission SWOT au débit correspondant. Plusieurs méthodes sont envisageables dont l'assimilation des données de la future mission.

L'estuaire de l'Amazone est de type macro-tidale, la marée est responsable d'une variation de l'élévation de l'eau comprise entre 4 et 6 m sur le plateau. La composante principale dominante est la composante

semi-diurne *M2* dont l'amplitude représente 70% de la hauteur totale de marée [*Beardsley et al.*, 1995; *Gallo and Vinzon*, 2005; *Nikiema et al.*, 2007] La marée est à l'origine de plusieurs phénomènes dynamiques. En période d'étiage et sous de forts coefficients de marée, une vague puissante remonte le fleuve : il s'agit du mascaret ou *pororoca*. Ce terme désigne une surélévation brusque du niveau de l'eau dans l'estuaire due à l'onde de marée remontante. Phénomène ponctuel, il se produit sous des conditions bien particulières et est difficile à prévoir. La marée est aussi responsable de l'inversion de la pente du fleuve en période d'étiage. Cependant, l'intrusion d'eau de mer dans le fleuve est faible [*Callède et al.*, 2010]. La valeur de salinité observée en plein océan de 35 ppm n'est obtenue qu'à 200 km des côtes. Il ne se forme pas de front salé au niveau de l'embouchure en raison de la faible profondeur moyenne au niveau du plateau (environ 20 m) et du fort débit du fleuve. Pour observer un front salé avec cette configuration bathymétrique, le débit critique du fleuve devrait être égal au quart du débit minimal du fleuve [*Nikiema et al.*, 2007].

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer l'apport de SWOT à l'étude de l'estuaire amazonien, et d'identifier quelles sont les caractéristiques observables. Pour cela, j'utilise le simulateur des données synthétiques SWOT finales décrit au chapitre précédent. La scène fournie doit être la plus représentative possible du site d'étude. La première partie de ce chapitre est consacrée à la mise en place du modèle hydrodynamique afin d'avoir des données les plus réalistes possibles. Une comparaison des sorties du modèle hydrodynamique avec des mesures in situ permettra de juger de la qualité des données. En fin de chapitre, les données synthétiques de la mission SWOT sont simulées et analysées afin d'évaluer la capacité de la future mission à observer l'inversion de la pente du fleuve, à extraire les composantes de la marée et à estimer le débit du fleuve.

Table des matières

4.1 La mise en place de la modélisation de l'estuaire amazonien 118
4.1.1 Le choix du modèle hydrodynamique 118
4.1.2 Le modèle T–UGOm 121
4.1.3 Les paramètres d'entrées de la modélisation hydrodynamique 123
4.1.3.1 La bathymétrie 124
4.1.3.2 Le trait de côte et le maillage 129
4.1.3.3 Les conditions aux frontières de la modélisation du fleuve 131
4.1.3.3.1 Le débit 131
4.1.3.3.2 La marée océanique 133
4.2 Expériences numériques réalisées 133
4.2.1 Évolution des élévations en fonction du temps 133
4.2.2 Analyses et comparaison des signaux issus des expériences Sim 1 et Sim 3 . . . 136
4.3 Comparaison aux mesures in situ 139
4.3.1 Comparaison à la base de données de la FEMAR 139
4.3.2 Comparaison aux composantes harmoniques dérivées de l'altimétrie 141
4.3.3 Comparaison aux données marégraphiques 144
4.3.3.1 Les analyses harmoniques 144
4.3.3.2 Les analyses de Fourier 146
4.3.4 Comparaison avec l'article de *Kosuth et al.* [2009] 147
4.3.5 La relation élévation–débit 149
4.4 Les observations synthétiques de SWOT 153
4.4.1 La mesure de la pente du fleuve 153
4.4.2 La mesure du débit 155
4.4.3 La marée 157
4.5 Conclusion 163

4.1 La mise en place de la modélisation de l'estuaire amazonien

4.1.1 Le choix du modèle hydrodynamique

Afin de modéliser les observations de la mission SWOT à l'aide du simulateur de données synthétiques, il est nécessaire de disposer d'une scène la plus représentative possible. L'estuaire de l'Amazone est un système complexe aux dimensions hors norme : débit moyen de 170 000 m^3s^{-1} , 1 000 km de long, et un réseau de multiples canaux (*furos*) réalise la jonction entre l'Amazone et le Pará [*Callède et al.*, 2010]. *Callède et al.* [2010] ont démontré l'importance d'inclure ces canaux dans la modélisation de l'estuaire du fleuve. En effet, une partie du débit de l'Amazone se dirige vers le Pará et inversement. Afin de comprendre la dynamique du bassin de l'Amazone, de nombreuses modélisations se sont basées sur les données issues du réseau de mesures in situ mis en place par l'Âgencia Nacional da Àguas (ANA). Il compte en tout 348 stations de mesures d'élévation dont 229 ont des valeurs de débit associées. Ici, sont décrits brièvement les modèles hydrodynamiques utilisés pour modéliser les fleuves et principalement les zones estuariennes et quels ont été les critères de sélection du modèle choisi.

Plusieurs modèles hydrodynamiques existent pour modéliser un fleuve. Le modèle choisi doit répondre à différents critères. L'objectif principal est de simuler de façon la plus réaliste possible la partie fluviale de l'estuaire. Le modèle choisi doit pouvoir gérer les deux forçages principaux que sont la marée et le débit. Il n'était pas envisagé de développer des modules de compatibilité entre modèles ou intégrant l'un ou l'autre forçage. Le maillage du modèle doit être fin, de sorte à ce qu'il y ait au moins 3 pixels dans une largeur du fleuve. Le simulateur SWOT sélectionne les pixels du modèle et y projette les erreurs de mesure dans le maillage du modèle. Il est nécessaire que les pixels soient de taille inférieure à 1 km pour limiter les projections et moyennages d'erreur. Ce dernier point concerne la gratuité du modèle.

L'étude porte sur la partie allant d'Óbidos au plateau amazonien (embouchure). Le modèle doit être capable de prendre en compte la propagation liée au débit fluvial et celle liée à la marée. Le modèle devra gérer les instabilités engendrées par les interactions entre les deux flux. Pour modéliser la partie fluviale, un modèle à une dimension est souvent utilisé. Cependant, l'objectif est d'avoir plusieurs points au niveau du fleuve et non juste une seule section. La modélisation du plateau quant à elle nécessite au moins deux dimensions. Les modèles à une dimension sont adaptés pour représenter la complexité géométrique des réseaux fluviaux et leur bathymétrie. Ils sont souvent utilisés pour étudier l'impact d'un barrage ou d'un largage brusque d'eau. Leur désavantage est qu'ils ne sont pas adaptés pour représenter les variations spatiales et temporelles de flux complexes. Dans le cas de l'Amazone, un modèle à une dimension aura des difficultés à gérer les instabilités engendrées par le fort débit du fleuve interagitssan avec une marée de forte amplitude.

Pour simuler le delta du fleuve Pearl (Chine), *Twigt et al.* [2009] ont couplé un modèle à une dimension (SOBEX) avec un modèle à trois dimensions (Delft–3D). Le delta du fleuve Pearl est de structure complexe avec de nombreux canaux entrelacés. Son débit total est de 286 000 m^3par an, soit environ 12 jours de débit pour l'Amazone durant la période de crue. La marée est responsable au maximum de 2 m de l'élévation moyenne. Comme dans le cas de l'Amazone, il s'agit là aussi d'un système macro-tidale. Généralement, les deux modèles hydrodynamiques utilisés sont exécutés de manière séquentielle. L'originalité de l'étude de *Twigt et al.* [2009] réside dans l'exécution simultanée de ces deux

modèles, s'échangeant à chaque pas d'intégration les sorties et informations nécessaires : débits et hauteurs d'eau. Cette méthode permet une meilleure conservation de la masse et une meilleure interaction entre les deux systèmes. Les auteurs ont ainsi pris en compte le débit du fleuve, sa complexité et l'interaction avec la marée. Les écarts-type d'erreur obtenus au niveau des élévations à l'intérieur du delta sont inférieures à 6% et pour les composantes de marée de l'ordre de 5% en amplitude et de 10–15 min pour la phase. Bien que fournissant de bons résultats pour le delta du Pearl, ces deux modèles n'ont pas été retenus. Une des raisons est que nous n'étions pas sûrs que le modèle à une dimension puisse supporté la complexité du système amazonien. De plus, les sections du modèle doivent être très rapprochées pour répondre à notre dernier objectif (créer des données synthétiques SWOT). La résolution spatiale sera finalement égale à un modèle à deux dimensions. Le couplage entre les deux modèles n'était pas disponible, il était nécessaire de développer le couplage, or le développement informatique n'était pas envisagé. Seul le modèle à deux dimensions pourrait être retenu, mais aucune étude n'a montré sa capacité à modéliser une zone fluviale.

Cette méthode de couplage a aussi été utilisée par *Namin et al.* [2009] pour modéliser l'estuaire de Ribble (Angleterre). Le modèle à deux dimensions, développé par le Water Research Center d'Iran et l'Université de Cardiff, HEMAT (Hydro-Environmental Modelling Analysis Tool) est basé sur un maillage triangulaire non-structuré. Le modèle à deux dimensions a été testé pour deux cas : un largage d'eau par un barrage et l'estuaire de Ribble. Un modèle 1–D sert de condition limite pour le modèle 2–D, cela permet de ne pas observer de « réflectivité » de l'onde de propagation. Les résultats obtenus pour les hauteurs d'eau sont satisfaisants pour la période simulée par rapport aux données observées. Aucun ordre de grandeur des écarts-type d'erreur n'est indiqué. L'objectif de ce papier est de montrer la capacité d'un modèle à maillage non structuré à éléments finis triangulaires à modéliser des systèmes complexes. Le modèle à deux dimensions n'a pas été retenu car non accessible au démarrage de la thèse mais cela a conforté l'idée d'utiliser un modèle à maillage non structuré.

D'autres modèles à une dimension peuvent être considérés comme MIKE–11 ou HEC–RAS. Le premier est développé par le Danish Hydraulic Institute (DHI) et a servi à modéliser de nombreux fleuves. Étant payant, il a été décidé d'explorer une autre piste. HEC–RAS (Hydrologic Engineering Centers River Analysis System) est développé par le Hydrologic Engineering Centers de Californie [1]. Le but de ce logiciel est d'estimer les débits et déterminer les zones inondables. Pour que la marée soit considérée, il faut fournir aux conditions limites les élévations liées aux composantes de marée. Ce modèle peut être utilisé s'il est couplé à un modèle à deux dimensions. Cela demande d'importants développements informatiques qui n'étaient pas envisagés.

Pour modéliser les zones d'inondations autour de la jonction entre le Solimões et le Purus du fleuve amazonien, *Trigg et al.* [2009] ont utilisé le modèle de routage LISFLOOD–FP [*Bates and De Roo*, 2000], ainsi que HEC–RAS comme modèle de validation. LISFLOOD–FP est un modèle de recherche qui modélise les élévations et débits de fleuve, et permet de modéliser les plaines d'inondation en prenant en compte le ruissellement. Bien que ce phénomène soit très présent au niveau de l'Amazone, ce critère n'est pas considéré comme prioritaire pour mon étude. Ce modèle serait utile pour la partie fluviale. Il n'y a pas eu d'études le couplant à un modèle à deux dimensions. Une comparaison des résultats de ce modèle avec HEC–RAS menée par *Horritt and Bates* [2002] montre que HEC–RAS fournit de bons résultats en utilisant comme paramètres de calibration le débit ou l'étendue des zones inondables, tandis que LISFLOOD–FP a besoin de l'information de l'étendue des zones d'inondation pour réaliser de bonnes prévisions. Nous

1. http ://www.hec.usace.army.mil

ne possédions que les données de débit au démarrage de l'étude ; le modèle LISFLOOD–FP n'était donc pas été adapté.

Les modèles Princeton Ocean Model (POM) et Regional Ocean Modeling System (ROMS) font partie des modèles les plus fréquemment utilisés en océanographie. Le premier est utilisé au niveau des zones côtières mais est rarement utilisé pour modéliser les fleuves. À titre d'exemple, [*Hordoir et al.*, 2006] ont étudié la plume d'eau douce qui se forme au niveau du Mekong. Seule la partie côtière a été simulée, la vitesse d'écoulement du fleuve (déduite des observations de débit) est imposée comme condition limite fermée. ROMS a déjà été utilisé pour modéliser l'estuaire du fleuve Hudson [*Warner et al.*, 2005]. Il fournit de bons résultats en ce qui concerne les hauteurs et vitesses de flux. Ce modèle est à maillage structuré. Ce qui implique pour notre zone d'étude, le fleuve d'Óbidos à l'embouchure avec le plateau continentale (jusqu'à la frontière guyanaise), un maillage couvrant au minimum une zone de 2 000 km par 1 000 km. Cela n'est pas envisageable numériquement même si une grande partie du maillage ne sera pas exploitée. L'idée s'est présentée « d'enrouler » la partie fluviale sur elle-même, mais les courbures affecteraient la propagation de l'onde de marée. Les modèles POM et ROMS n'ont donc pas été considérés.

Le modèle TELEMAC–2D (développé initialement par Électricité de France R&D) est un modèle aux éléments finis et maille triangulaire non-structuré. Développé dans un but d'ingénierie, il a été adapté pour des études fluviales comme le Pô (Italie)[*Corti and Pennati*, 2000]. Ce type de modèle peut être utilisé pour simuler le fleuve et le plateau, il a été utilisé pour étudier les côtes françaises. La marée n'y est pas encore bien représentée, le plus souvent seule la composante *M2* est considérée. Dans le cas de notre étude, qui a pour objectif de modéliser un fleuve réaliste, nous avons besoin de prendre en compte toutes les composantes de marée. De plus, au démarrage de la thèse, ce modèle n'était pas disponible au public.

Peu de modélisations ont été réalisées sur l'estuaire même de l'Amazone. Une étude récente présente une modélisation du fleuve de l'embouchure jusqu'à Óbidos. Elle considère le débit du fleuve ainsi que la marée, mais l'interaction entre l'Amazone et le Pará n'y est pas représentée. *Gallo and Vinzon* [2005] ont utilisé le module hydrodynamique à deux dimensions du modèle SisBAHIA (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental [2]) développé par Coppe Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia. Il s'agit d'un modèle à éléments finis (maillage constitué de quadrilatères). La résolution du maillage varie en fonction de la zone : fleuve, embouchure et plateau. Ils ont mis en évidence l'influence des différentes composantes harmoniques dans l'élévation des eaux ainsi que la zone d'influence du débit. D'après les auteurs, la composante *M4* serait responsable de l'asymétrie de l'onde de marée et est surtout présente au niveau de l'embouchure. Ils indiquent que la composante *Msf* devient prépondérante à l'intérieur du fleuve. Cependant, [*Gallo and Vinzon*, 2005] ne confirment pas si leur observation est effectivement due à la marée ou si les conditions physiques du milieu seraient responsables de cette composante. En effet, les interactions entre le débit et la structure du fleuve peuvent faire ressurgir une onde de période de 15 jours, période correspondant à la composante *Msf*.

Le Bars et al. [2010] ont adapté le modèle hydrodynamique T–UGOm (ex MOG–2D [3]) à l'Amazone. Leur modélisation portait sur la zone de l'embouchure à Gurupa et prenait en compte les canaux qui relient l'Amazone au Pará. Ils ont démontré l'importance de la bathymétrie dans la modélisation de la

2. http ://www.sisbahia.coppe.ufrj.br/
3. http ://www.legos.obs-mip.fr/recherches/equipes/ecola/outils-produits/t-ugom-home-page

marée (un papier est en préparation à ce sujet). Leurs travaux incluent un nouveau trait de côte réalisé jusqu'à Óbidos, ainsi qu'une nouvelle bathymétrie dans la partie fluviale [*Lyard et al.*, 2013]. Le modèle hydrodynamique utilisé est à deux dimensions, le maillage est non structuré et à éléments finis (maillage triangulaire). Les mailles sont de tailles variables et adaptées en fonction des besoins. La taille du maillage, décrite dans la thèse de *Le Bars* [2010], est liée aux gradients de la bathymétrie, c'est-à-dire aux dénivelés du fond marin et à la taille des structures considérées. Cela conduit à un raffinage du maillage lorsque la bathymétrie varie beaucoup, ce qui est le cas au niveau de la jonction du plateau et de la pleine mer, et dans le fleuve dans lequel de fines structures sont présentes. L'objectif de ce travail était d'affiner les valeurs des coefficients de frottement afin de mettre en place un modèle hydrodynamique régional fin permettant d'extraire les composantes de marée des données altimétriques. Les résultats obtenus pour les différentes composantes de la marée sont très proches des analyses harmoniques des traces altimétriques et des composantes harmoniques fournies par la Fundação de Estudos do Mar (FEMAR). Les valeurs obtenues avec cette méthode pour les composantes de marée sur la zone de l'embouchure sont plus proches des mesures in situ que celles de *Gallo and Vinzon* [2005].

Les modèles qui correspondent le mieux aux critères initiaux sont SisBAHIA et T–UGOm : ils ont été adaptés entièrement à la zone d'étude, prennent en compte la marée et le débit du fleuve, et sont à deux dimensions et accessibles à la communauté scientifique. La qualité des résultats produits par T–UGOm est meilleure que celle de SisBAHIA en ce qui concerne la marée. T–UGOm est utilisé pour répondre aux problèmes d'écoulements fluviaux et d'interaction avec le côtier. Il a servi à créer les atlas de marée FES2004 et FES2012 utilisés pour la correction des traces altimétriques par le service d'observation Centre of Topography of the Oceans and the Hydrosphere (CTOH). De plus, il est développé au sein du laboratoire où ma thèse est réalisée. J'ai donc choisi d'utiliser le modèle T–UGOm afin de modéliser le fleuve amazonien. Il a d'ailleurs subi quelques modifications mises au point par F. Lyard afin de mieux supporter les instabilités liées aux interactions entre le débit du fleuve et la marée.

4.1.2 Le modèle T–UGOm

Le modèle T–UGOm est un modèle hydrodynamique pour l'océan développé au LEGOS. Il est basé sur le modèle développé par *Lynch and Gray* [1979] et permet de calculer les variations du niveau de la mer ainsi que les courants moyens liés au forçage météorologique (vent et pression atmosphérique) et le forçage de la marée. Il s'agit d'un modèle barotrope, non linéaire à deux dimensions. Un fluide barotrope est un fluide dans lequel les surfaces de pression constante sont parallèles à celles de densité constante. Basé sur les équations classiques de continuité et du mouvement en eaux peu profondes, son originalité réside dans sa discrétisation spatiale à l'aide des éléments finis qui autorise un raffinement de la résolution en fonction des gradients de bathymétrie. Le maillage du modèle, figure 4.9, est lâche dans les zones où la bathymétrie est constante et fin dans les zones de forts gradients telles que le bord du talus ou le fleuve.

La dynamique de l'océan est régie par la loi de conservation de la masse et de la quantité de mouvement dont les équations générales sont celles de Navier-Stokes en milieu en rotation. Les équations suivantes décrivent respectivement la conservation de la masse et la conservation de quantité de mou-

vement :

$$\begin{cases} \dfrac{D\rho}{Dt} + \rho\overrightarrow{\nabla}\cdot\overrightarrow{u} = 0 \\ \\ \rho\Big[\dfrac{D\overrightarrow{u}}{Dt} + 2\overrightarrow{\Omega}\wedge\overrightarrow{u}\Big] = \rho\overrightarrow{f_{vol}} + \overrightarrow{F_p} + \overrightarrow{F_f}, \end{cases} \tag{4.1}$$

avec : ρ la masse volumique du fluide,
$\overrightarrow{u}$ la vitesse eulérienne d'une particule fluide,
$\overrightarrow{\Omega}$ la rotation de la Terre autour de son axe,
$\rho\overrightarrow{f_{vol}}$ les forces de volume dues aux champs d'attraction gravitationnels et à l'accélération centrifuge,
$\overrightarrow{F_p}$ les efforts de pression,
$\overrightarrow{F_f}$ les efforts de friction.

Les équations d'eaux peu profondes, ou dites *shallow water*, sont obtenues en simplifiant les équations de Navier-Stokes selon les hypothèses :

- l'océan est un fluide incompressible, visqueux et newtonien [4]
- la pression est hydrostatique

La première hypothèse induit que la conservation de la masse soit définie par :

$$\overrightarrow{\nabla}\cdot\overrightarrow{u} = 0 \tag{4.2}$$

et la conservation de la quantité de mouvement s'écrit :

$$\rho\Big[\frac{D\overrightarrow{u}}{Dt} + 2\overrightarrow{\Omega}\wedge\overrightarrow{u}\Big] = \rho\overrightarrow{f_{vol}} - \overrightarrow{\nabla}p + \mu\triangle\overrightarrow{u} + \overrightarrow{S}, \tag{4.3}$$

avec μ la viscosité dynamique du fluide et $\overrightarrow{S}$ un terme de friction, qui prend en compte le cisaillement dû au vent, le frottement avec le fond et le forçage météorologique.

Les équations découlant de ces hypothèses sont à la base des équations du modèle. Elles sont obtenues en intégrant sur toute la colonne d'eau les équations 4.2 et 4.3. Les équations résultantes sont celles de continuité (4.4) et de conservation de la quantité de mouvement 4.5 :

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \nabla\cdot(H\overrightarrow{u}) = 0 \tag{4.4}$$

$$\begin{aligned} &\frac{\partial H\overrightarrow{u}}{\partial t} + \nabla\cdot(H\overline{\overline{uu}}) + f_c\overrightarrow{k}\wedge(H\overrightarrow{u}) \\ &= -gH\overrightarrow{\nabla}(\eta - \Pi_a) - \tau H\overrightarrow{u} + \nu_T\triangle(H\overrightarrow{u}) + H\overrightarrow{F} + H\overrightarrow{D} \end{aligned} \tag{4.5}$$

4. un fluide est dit newtonien si sa vitesse de déformation peut être considérée comme proportionnelle à la force de cisaillement

avec : x la coordonnée zonale positive vers l'Est,
y la coordonnée méridienne positive vers le Nord,
t le temps,
$H(x,y,t)$ la hauteur totale de la colonne d'eau,
$\overrightarrow{u}(x,y)$ la vitesse horizontale moyennée sur la verticale,
$\overrightarrow{g}$ le champ de gravité terrestre,
f_c le coefficient de Coriolis,
$\overrightarrow{k}$ le vecteur unitaire dirigé selon la verticale,
$\eta(x,y,t)$ l'élévation de la surface libre au dessus du niveau moyen de la mer,
p_a la pression atmosphérique,
τ le coefficient de dissipation sur le fond,
ν_T la viscosité turbulente,
Π_a le potentiel générateur des marées,
$\overrightarrow{F}$ le terme de forçage atmosphérique,
$\overrightarrow{D}$ le terme traduisant la dissipation d'énergie due à la génération d'ondes internes et aux efforts de cisaillement au niveau de la couche de mélange.

Ainsi, en dérivant l'équation de continuité 4.4 par rapport au temps, en prenant la divergence de l'équation de l'équation 4.5, et en combinant les deux expressions qui en résultent, il en ressort l'équation d'onde en eau peu profonde non linéaire exprimée par :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau\frac{\partial H}{\partial t} - \nabla\cdot\Big\{\nabla\cdot(H\overline{uu}) + gH\overrightarrow{\nabla}(\eta-\Pi_a) + f_c\overrightarrow{k}\wedge(H\overrightarrow{u}) - \nu_T\triangle(H\overrightarrow{u}) - H\overrightarrow{F} - H\overrightarrow{D}\Big\} - H\overrightarrow{u}\cdot\overrightarrow{\nabla}\tau = 0 \quad (4.6)$$

La dérivation en temps induit une perte d'information dans l'équation d'onde 4.6. Il peut en résulter une dérive du niveau moyen de la mer sur le long terme. L'équation d'onde est donc contrainte avec un rappel vers l'équation de continuité 4.4. L'équation à résoudre devient la somme de l'équation en eau peu profonde avec le produit de l'équation de continuité avec un facteur τ_0 (paramètre arbitraire constant, généralement fixé à 10^{-3}). Ce qui conduit à l'équation :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau_0\frac{\partial H}{\partial t} - \nabla\cdot\Big\{\nabla\cdot(H\overline{uu}) + gH\overrightarrow{\nabla}(\eta-\Pi_a) + f_c\overrightarrow{k}\wedge(H\overrightarrow{u}) - \nu_T\triangle(H\overrightarrow{u}) - H\overrightarrow{F} - H\overrightarrow{F} + (\tau-\tau_0)(H\overrightarrow{u})\Big\} = 0 \quad (4.7)$$

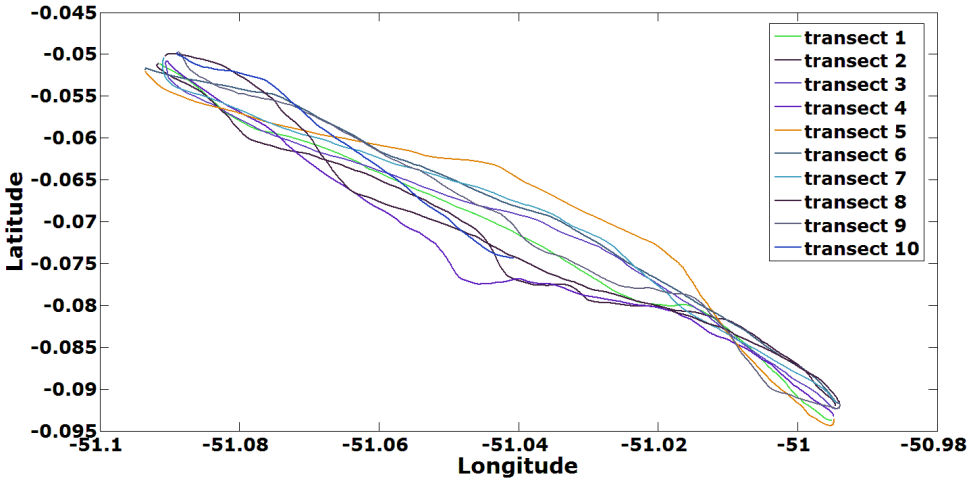
Le forçage considéré dans notre modélisation est la marée, elle a été décrite au chapitre 1. Le terme dissipatif lié au frottement sur le fond est fonction de la vitesse barotrope et un coefficient de frottement. Ce dernier a été fixé à $1,5.10^{-3}$ par Y. Le Bars pour optimiser les simulations de l'estuaire amazonien et du plateau [*Le Bars et al.*, 2010]. Les paramètres choisis pour les simulations sont ceux mis en place par Y. Le Bars.

4.1.3 Les paramètres d'entrées de la modélisation hydrodynamique

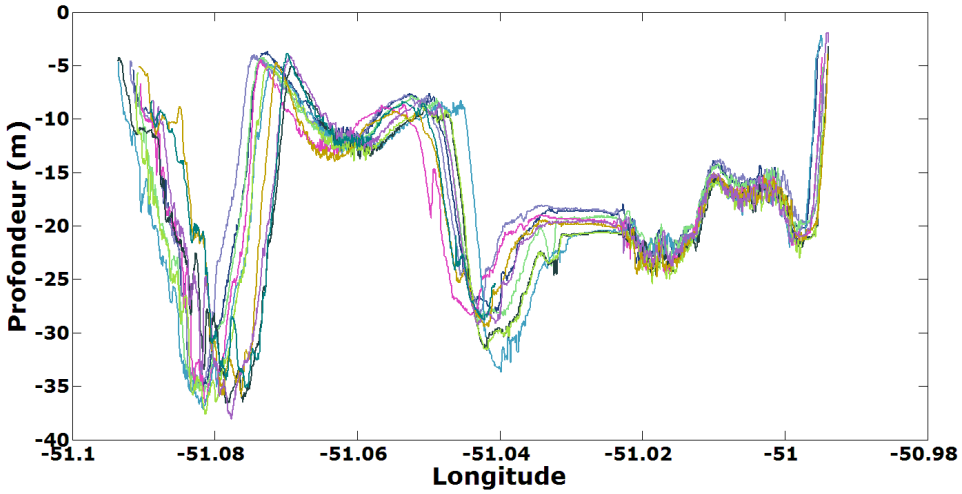
Afin de paramétrer le modèle T–UGOm, une interface est mise à disposition de l'utilisateur. L'utilisateur fournit au modèle un maillage ainsi qu'une bathymétrie associée. Les paramètres choisis, tels que les

valeurs des coefficients de frottement, sont tirés du travail de thèse réalisé par Y. Le Bars. Le travail de Y. Le Bars s'est étendu jusqu'à Óbidos et a été validé à l'aide de ses précédentes simulations. Pour cela, il s'était basé sur la bathymétrie General Bathymetry Chart of Oceans (GEBCO) [5] ainsi que des corrections locales.

4.1.3.1 La bathymétrie



(a) Trajets parcourus par le bateau entre les deux berges



(b) Données brutes de profondeur obtenues par ADCP et correspondants aux trajets 4.1a

FIGURE 4.1 – Données d'une campagne de mesure dans le canal nord

La bathymétrie est un paramètre clé dans la modélisation de la propagation de l'onde de marée, sa vitesse est liée à la racine carrée de la profondeur multipliée par la pesanteur (g). Au niveau de la section Almeirim–Óbidos, la profondeur avait été fixée comme étant constante dans les simulations de Y. Le Bars. Dans la perspective de l'améliorer, j'ai utilisé les mesures ADCP des campagnes terrains réalisées par l'observatoire de recherche en environnement (ORE–HyBAM [6]). Des campagnes terrains ont eu lieu sur la zone d'étude depuis 1992, ce qui correspond à un total de 991 sections ou transects. Plusieurs de ces sections ont lieu au même endroit et durant la même journée. La méthode de traitement est décrite ci-dessous.

5. http ://www.gebco.net/
6. http ://www.ore-hybam.org/

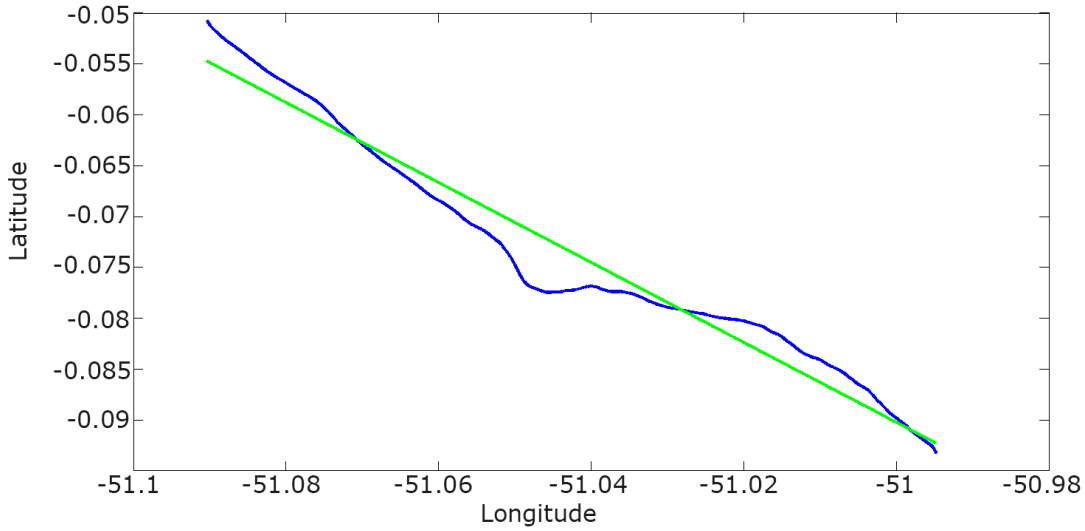
Un premier tri a permis d'écarter les mesures réalisées sans GPS ou présentant des arrêts de mesure ou des effets de décrochage importants. Cette sélection conduit à considérer 337 sections. Toutes les mesures se déroulant au même endroit et dans la même journée sont regroupées. En raison du fort courant, les trajets de bateau ne sont ni rectilignes ni identiques à chaque passage (figure 4.1a). Les profils résultants ne sont pas homogènes (figure 4.1b). La figure 4.1a représente les trajectoires réalisées au niveau du Canal Norte, au niveau de la ville de Santana. La section moyenne obtenue est le numéro 10 (cf carte C.1). Il n'est pas possible de moyenner directement point par point les profondeurs obtenues par les différents trajets. De plus, chaque section n'est pas forcément utilisable pour deux raisons principales : problème de mesure (trous dans la section) et section trop éloignée ou trop sinueuse (donc trop différente des autres).

Une section moyenne est obtenue en plusieurs étapes. Il est calculé pour chaque journée d'observation, les données issues de différentes campagnes ne sont pas moyennées. La méthode est présentée ici sur une série de mesures réalisées dans le Canal Norte par l'ANA en juin 2007. Tout d'abord, je calcule pour chaque section la trajectoire « idéale » en utilisant la méthode des moindres carrés. J'obtiens ainsi pour chaque section une trajectoire rectiligne idéale (figure 4.2a). Ensuite, les données de la section originale sont projetées sur sa trajectoire idéale en ôtant les valeurs dites nulles à -3000 ; cette valeur correspond à une erreur de mesure ou un décrochage. Aucune valeur ne remplace la donnée manquante.

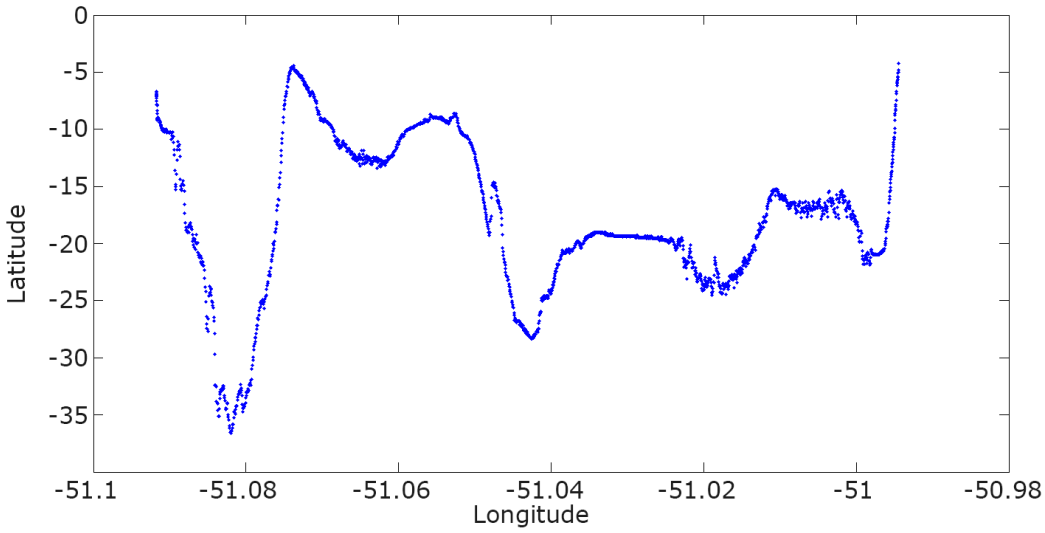
Les trajectoires sont souvent tortueuses et n'ont pas toutes la même longueur. De même, les intervalles d'échantillonnages ne sont pas indiquent, car ils dépendent de la vitesse de navigation. Chaque trajectoire rectiligne est normalisée, les coordonnées ne sont plus fournies en fonction de la longitude mais de 0 à 1 (figure 4.2c). Les différents trajets normés sont superposés. Cette étape permet de repérer les anomalies de trajets, les sections non valables sont mises de côté (trous dans la mesure, valeurs aberrantes, trop d'écarts,...). Les profondeurs des trajectoires normalisées sont moyennées pour obtenir une section moyenne. La trajectoire moyenne idéale correspond à la droite qui minimise les écarts entre les différents trajets. Enfin, je transpose les profondeurs moyennes de la trajectoire normalisée sur la trajectoire moyenne finale.

Les sections « idéales » sont utilisées par la suite pour construire la bathymétrie du fleuve. Certaines zones sont très couvertes, il y a une redondance de l'information. Les sections moyennes sont alors comparées moyennant différents critères : la longueur de la section, la « qualité » de la section (présence de trous, ou de bruit), et l'année de la campagne de mesure (la bathymétrie pouvant changer en 10 ans). L'objectif est de sélectionner les sections réalisées durant les mêmes périodes.

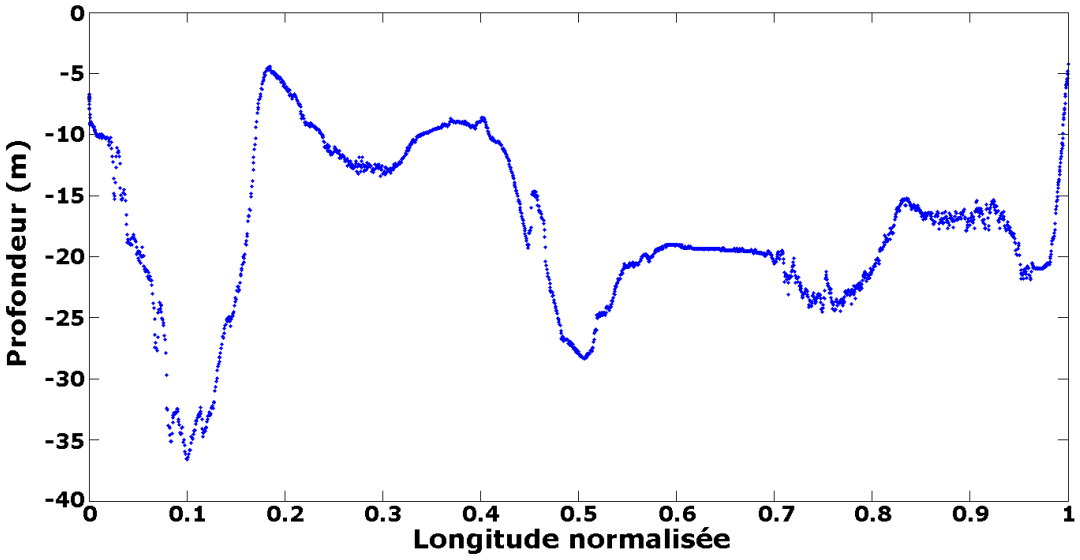
Les cartes 4.5 et C.1 (en annexe) répertorient les sections retenues pour la construction de la bathymétrie (points rouges). Les sections sont présentées dans l'annexe C. Leur répartition n'est pas homogène spatialement, et elles sont distancées dans les meilleurs cas de 10 km. Considérons deux sections proches, les numéros 18 et 85 (figure 4.4), leur forme est différente et pourtant la distance qui les sépare est de 2 km (cf. carte 4.5). L'interpolation qui permet de connecter ces deux sections est une étape délicate qui nécessite plus de mesures. Compte tenu de ces caractéristiques, il nous est impossible de créer une bathymétrie fidèle du fleuve dans son ensemble. La bathymétrie initiale a été contrainte à différentes profondeurs moyennes plus réalistes.



(a) Trajet réalisé par le bateau (bleu) ; trajet « idéal » (vert)



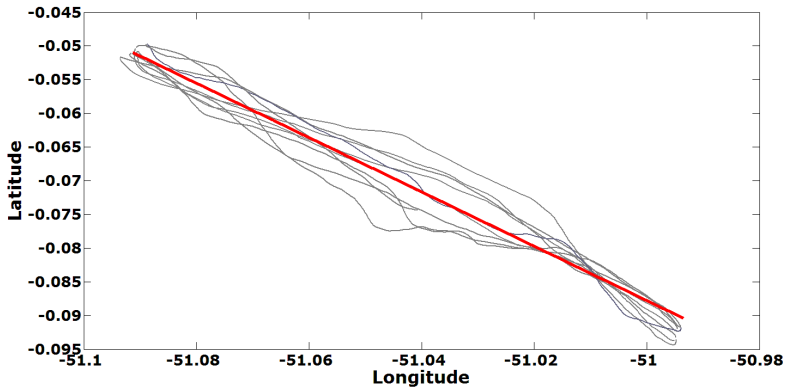
(b) Profondeur projetée sur la section rectiligne en fonction de la longitude



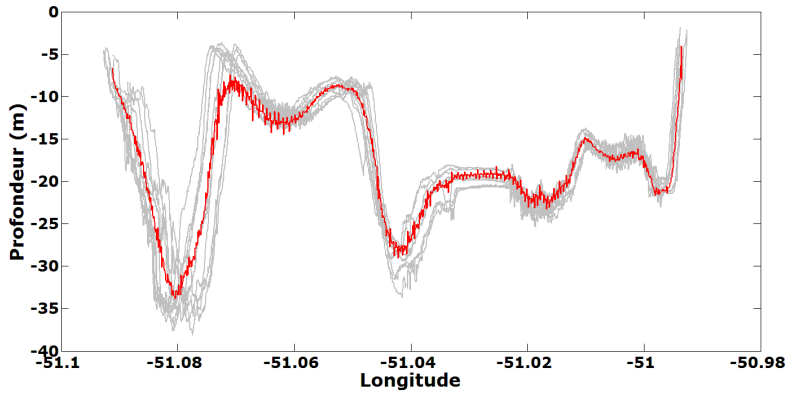
(c) Profondeur projetée sur la section normalisée en fonction de la longitude normalisée

FIGURE 4.2 – Sorties de chaque étape de traitement des mesures ADCP

Certains bateaux naviguent en utilisant des sonars afin de repérer les bancs de sable présents au fond du fleuve. Il s'agit principalement de bateaux de marchandises ou de voyage qui n'enregistrent pas toujours ces données. Ce type de données pourrait nous renseigner sur une partie du fleuve. L'idéal serait de mettre en place une campagne de mesures dédiées à la bathymétrie.

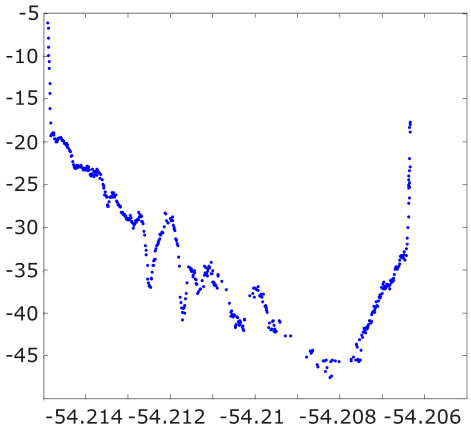


(a) Sections initiales (gris) ; section moyenne (rouge)

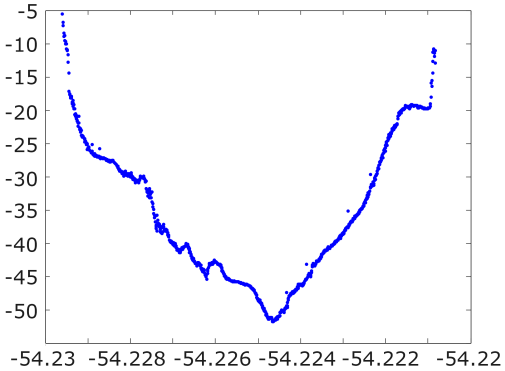


(b) Profondeurs de chaque section « idéalisée » (gris) ; profondeurs de la section moyenne (rouge)

FIGURE 4.3 – Section issue des données in situ et utilisée pour la construction de la bathymétrie



(a) Section numéro 18 : profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



(b) Section numéro 85 : profondeur (m) en fonction de la longitude (°)

FIGURE 4.4 – Profils 18 et 85 au niveau de Santarem

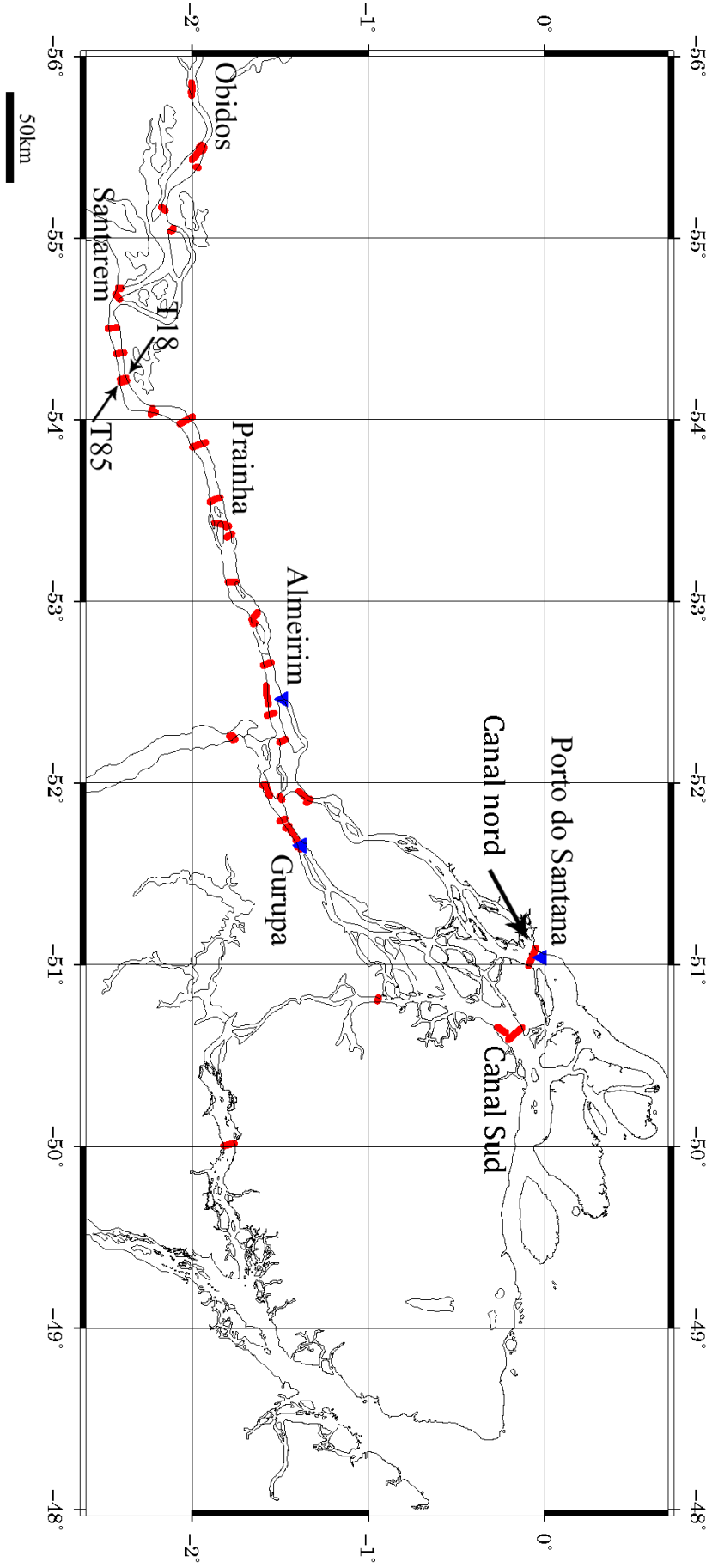


FIGURE 4.5 – Zone d'étude, zoom sur la zone fluviale. Sections retenues (rouge) et marégraphes (bleu)

4.1.3.2 Le trait de côte et le maillage

Le maillage se réalise à partir du trait de côte et de la bathymétrie. Le trait de côte indique les limites de la modélisation, la bathymétrie intervient au niveau de la discrétisation du maillage. Plus les gradients de bathymétrie sont élevés, plus le maillage est fin.

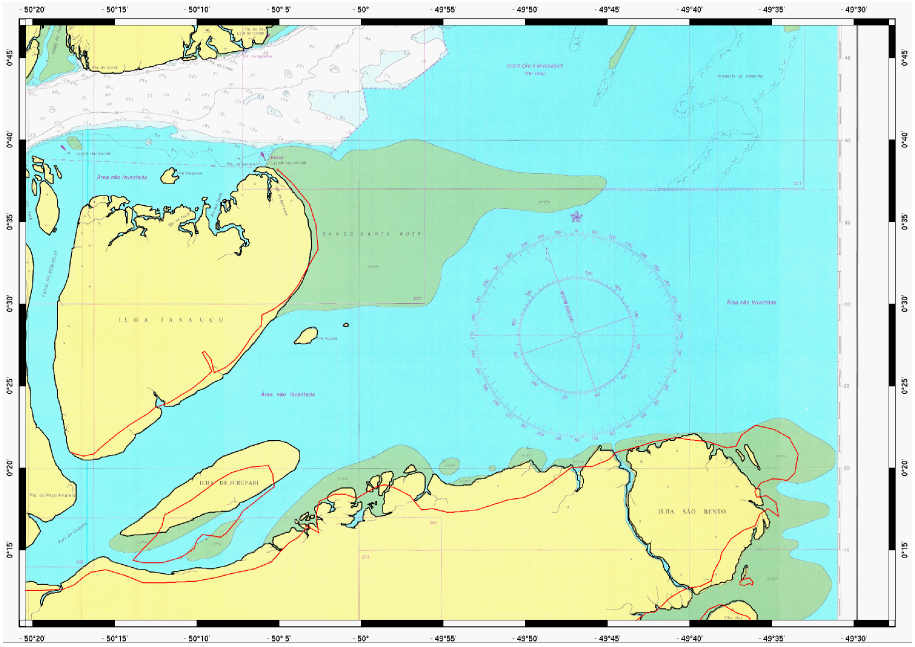


FIGURE 4.6 – Carte nautique avec le trait de côte issu des données spatiales (rouge)

Le trait de côte utilisé sur le tronçon Almeirim–Óbidos, au démarrage de l'étude, était issu de la digitalisation de cartes nautiques. Or, comme il est indiqué dans l'article en préparation de *Lyard et al.* [2013], il existe des décalages entre les traits de côte actuels et ceux des cartes. Les cartes nautiques à notre disposition, ne sont pas assez précises. La figure 4.6 présente une carte nautique de la zone de l'embouchure. Le trait de côte extrait d'images satellites, en rouge, y est superposée. Les deux limites ne se superposent pas au niveau de la petite île située en bas à droite. Il s'avère que le débit du fleuve et les courants de la zone sont si importants que les îles subissent des déplacements. De plus, certains relevés étaient réalisés sans GPS, et les *furos* ne sont pas tous représentés. Il existe aussi une ambiguïté au niveau des délimitations des lits mineur et majeur du fleuve liée aux grandes variations du niveau des eaux en période de crue et d'étiage.

L'imagerie spatiale, radar imageur et imageur optique, permet de détecter les délimitations du fleuve. Le modèle hydrodynamique T–UGOm nécessite une précision la plus grande possible. Actuellement, les modèles numériques de terrain, GTOPO30 ou SRTM, ont des résolutions respectivement de 1 km et 90 m ce qui n'est pas suffisant. Les autres imageurs radar J–ERS ou Radarsat pourraient être utilisés mais les incertitudes sont liées aux angles d'incidence. Selon la période, crue ou étiage, certaines parties du fleuves ne sont pas observables car elles ne se distinguent pas du milieu environnant [*Hess et al.*, 2003]. Les images optiques semblent être un bon compromis, leur résolution est inférieure à 50 cm (selon le capteur) et, lorsque les nuages ne sont pas présents, le fleuve est distingable.

J'ai donc construit le trait de côte en utilisant la même technique que celle mise en place par *Lyard et al.* [2013]. Il s'agit d'extraire le trait de côte à l'aide d'images optiques via l'éditeur graphique Ge-

nesis/Xscan développé au LEGOS [7]. Cet outil permet d'obtenir un trait de côte directement au format exploitable par T–UGOm.

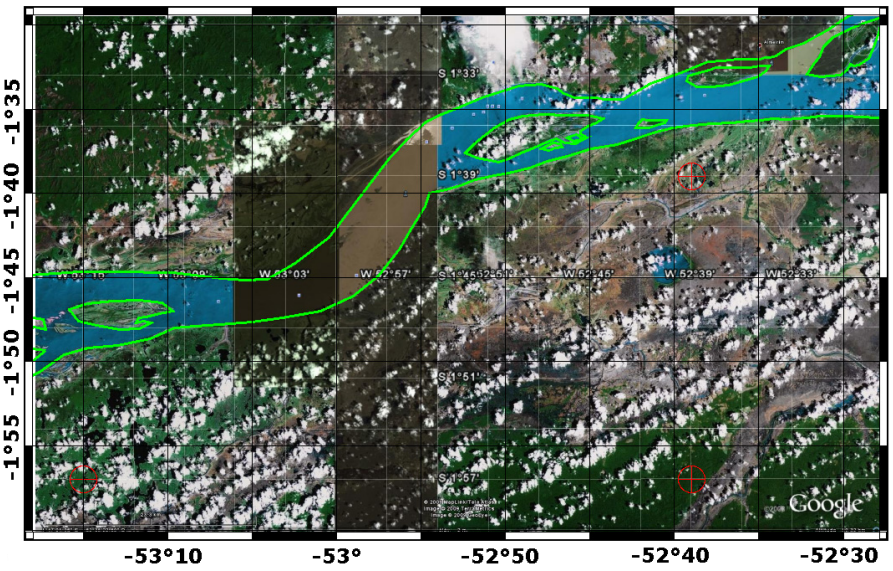


FIGURE 4.7 – Image Google Earth©et trait de côte extrait (vert)

Les images optiques sont sélectionnées via GoogleEarth©. Cet outil développé par Google© et la société GeoEye permet d'observer la Terre à l'aide d'images issues des capteurs embarqués sur avions ou satellites. Selon la zone observée, il est possible de descendre à une très haute résolution. Dans le cas du bassin amazonien les images sont majoritairement issues du satellite GeoEye–1 dont la résolution est de 25˜m. Cette résolution est tout à fait raisonnable pour notre site d'étude. Un autre avantage est qu'elles sont disponibles rapidement et gratuitement. Ces images sont directement utilisables par Genesis/Xscan, des options permettent de réaliser rapidement une mosaïque. L'utilisateur fournit les coordonnées de trois points sélectionnés sur l'image. Le logiciel la géoréférence et la place dans le repère. Pour l'instant, Genesis/Xscan ne gère pas les images géoréférencées de type tiff. Le géoréférencement qu'il utilise lui est propre, il se base sur les repères indiqués sur l'image par l'utilisateur pour pouvoir la placer dans le repère. L'utilisateur doit donc utiliser des logiciels intermédiaires lorsque les images n'ont aucun repère de coordonnées, comme par exemple les images de MODIS ou Landsat qui n'ont aucune indication de coordonnées visible.

GoogleEarth© réalise une mosaïque à partir de diverses images optiques pour obtenir une couverture globale (cf. figure 4.7). Du fait de la présence de nuages il arrive que les images juxtaposées ne soient pas issues de la même période, crue ou étiage par exemple (figure 4.7). La figure 4.7 présente une image extraite à l'aide GoogleEarth©. Elle est composée d'images plus ou moins foncées : dans certains cas l'eau est très bleue, dans d'autres elle est marron. La segmentation automatique de ce type d'image ne sera pas efficace, la différenciation terre–eau n'étant pas nettement marquée. Il a été décidé de réaliser le trait de côte à la main à l'aide de Genesis/Xscan. Cette méthode permet d'obtenir un trait de côte directement utilisable pour réaliser le maillage utilisé par le modèle T–UGOm.

La figure 4.8 représente le trait de côte final obtenu utilisé dans la modélisation du fleuve, les îles situées dans le fleuve ainsi que les différents canaux ont été représentés. Ce trait de côte est directement

7. Homepage Genesis/Xscan http ://www.legos.obs-mip.fr/recherches/equipes/ecola/outils-produits/genesis

utilisable pour créer le maillage nécessaire à la modélisation hydrodynamique du fleuve. Le maillage utilisé dans les différentes simulations est présentée figure 4.9. L'impact du trait de côte sur les résultats de la modélisation est traité dans l'article en cours de rédaction [*Lyard et al.*, 2013].

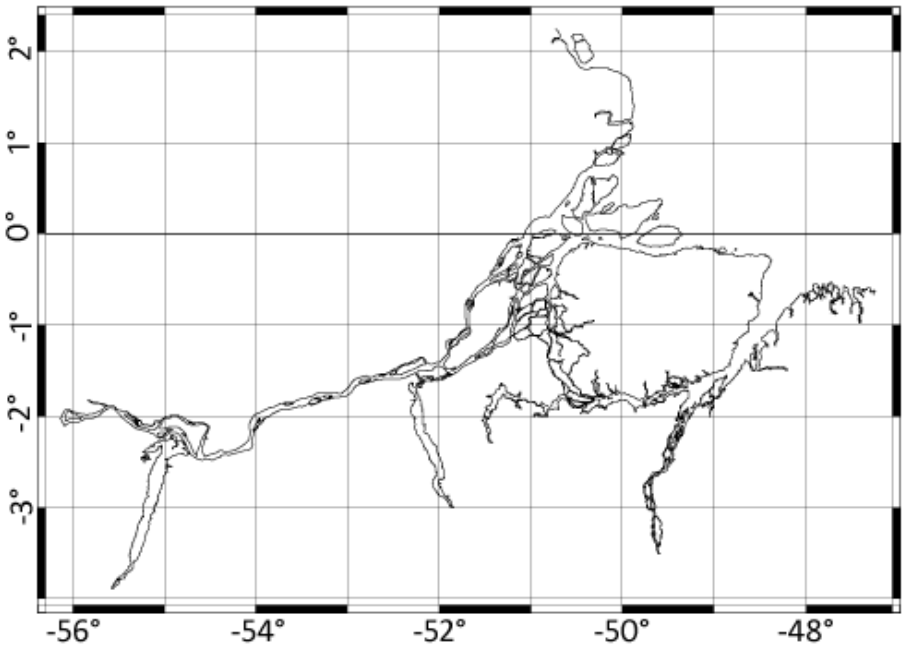


FIGURE 4.8 – Délimitation du fleuve obtenues à partir des images optiques

4.1.3.3 Les conditions aux frontières de la modélisation du fleuve

4.1.3.3.1 Le débit

Le débit d'entrée amont du modèle se situe à Óbidos, station la plus en aval non influencée par la marée. Les données utilisées sont celles fournies par l'ANA. Les relevés d'élévation sont réalisés à l'aide d'une règle, la personne en charge des relevés note la hauteur de l'eau deux fois par jour : 7 h et 17 h, heure locale. Les données dites journalières correspondent à une moyenne de ces deux données. Les valeurs de débit sont estimées à l'aide d'une courbe de tarage obtenue en confrontant des mesures de hauteurs aux mesures de débit réalisés au même moment.

La variation de débit comprise entre 100 000 m^3s^{-1} et 250 000m^3s^{-1} a été traduite en une courbe sinusoïdale avec un maximum en mai–juin et un minimum en octobre–novembre. La figure 4.10 représente les estimations de débit de l'ANA à Óbidos (courbe bleue) et l'approximation utilisée (courbe rouge). Selon l'année la courbe s'éloigne de la mesure, c'est notamment le cas des années 2007 et 2010 pour lesquelles le débit d'entrée est surestimé et l'année 2009 pour qui les valeurs de débits sont sous-estimées par la courbe calculée. La sinusoïde est proche des valeurs mesurées les années 2006 et 2008. Cette courbe d'approximation correspond à une estimation moyenne, elle ne permettra pas de mettre en évidence les incidents exceptionnels mais de représenter le débit du fleuve de manière assez réaliste et d'un point de vue général.

Le modèle traduit la variation de débit en une variation de hauteur. Les données de hauteur correspondent à la distance entre la surface et l'équipotentielle de gravité. Elles ne sont pas directement

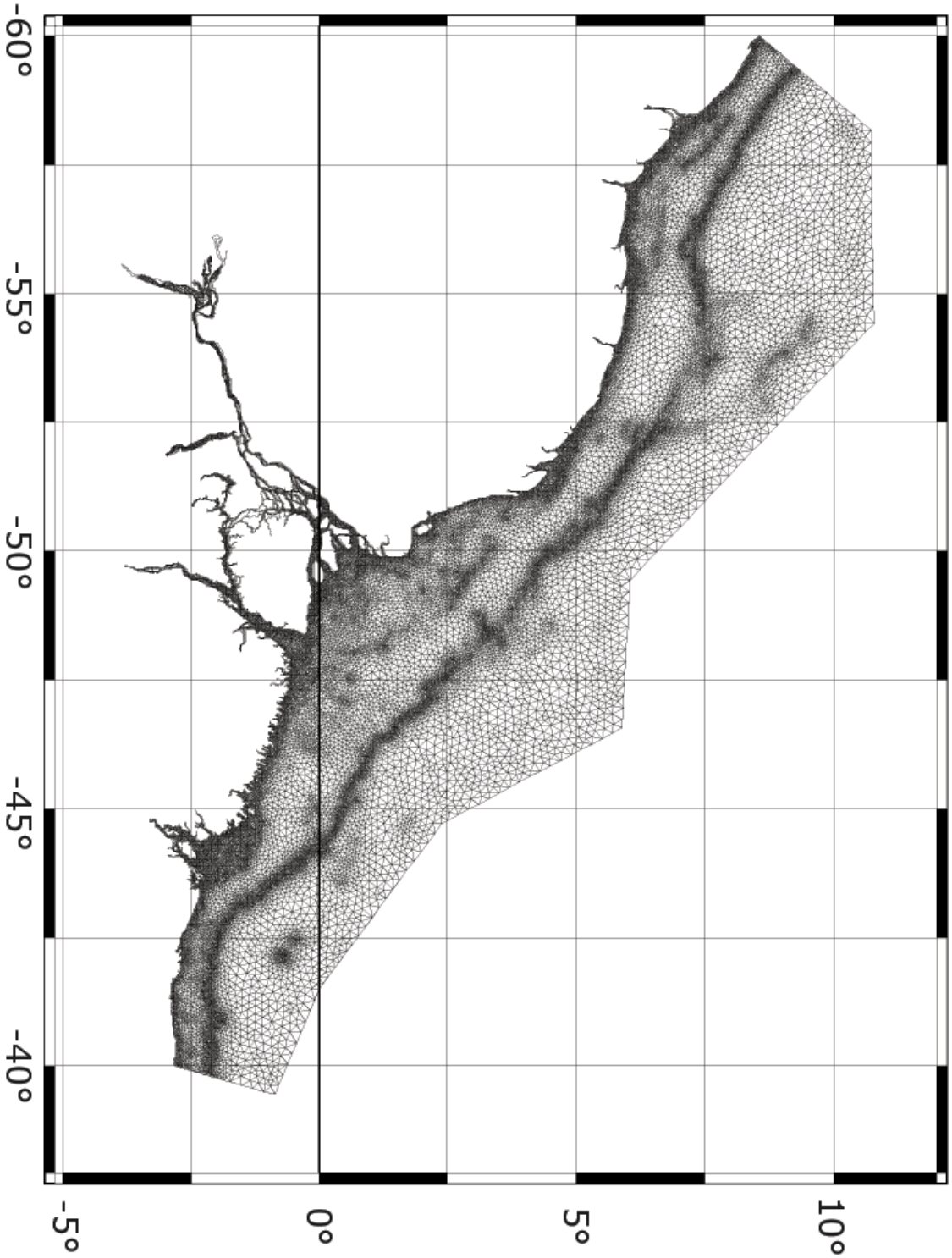


FIGURE 4.9 – Maillage utilisé pour les simulations

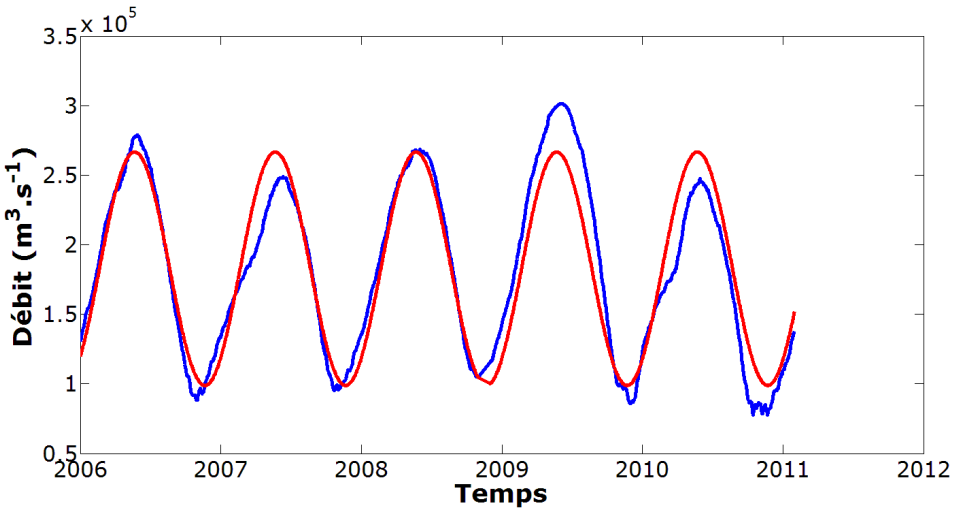


FIGURE 4.10 – Débit à Obidos de janvier 2006 à février 2011, estimations de l'ANA (bleu) et approximation sinusoïdale (rouge)

comparables avec les lectures de règles, ces dernières ayant un zéro fixé arbitrairement. La comparaison peut se faire seulement si les règles de l'ANA sont calibrées soit à l'aide de l'altimétrie, soit à l'aide de données GPS. La calibration de certaines règles à l'aide de GPS ont d'ailleurs permis d'estimer les biais de mesures d'ENVISAT [*Calmant et al.*, 2012].

4.1.3.3.2 La marée océanique

Le forçage de marée est issu de l'atlas FES2004 [*Lyard et al.*, 2006]. Les composantes de marée sont estimées au niveau de la frontière du plateau à partir des amplitudes et phases de chaque composante issue de l'atlas.

4.2 Expériences numériques réalisées

Trois simulations ont été réalisées. La première ne prend en compte que la marée (Sim 1), le débit du fleuve n'est pas pris en compte. La deuxième considère seulement le débit du fleuve (Sim 2), le forçage de marée n'est pas inclus. La dernière tient compte des deux forçages : le débit du fleuve et la marée (Sim 3) et sera utilisée pour simuler les données SWOT. Les deux premières expériences permettent d'évaluer la réponse du modèle aux différentes conditions limites. Une comparaison des analyses spectrales des différents signaux permettra de déterminer quelles ondes de propagation sont dues à la marée, au débit ou à l'interaction marée–débit.

4.2.1 Évolution des élévations en fonction du temps

Tout d'abord, j'observe si les deux types de conditions limites sont imposées et quel est leur effet sur les sorties du modèle. L'évolution des hauteurs et des débits à différents points (Óbidos, Santarem,

Prainha, Almeirim, Gurupa, le canal sud et le canal nord) du fleuve sont analysées pour chaque expérience : Sim 1, Sim 2 et Sim 3.

	Débit (m^3s^{-1})			Hauteur (m)		
Station	Q_{min}	$\bar{Q}$	Q_{max}	h_{min}	$\bar{h}$	h_{max}
Óbidos	-123	0.72	91	-0.22	0.19	0.56
Santarem	-105 657	1 106	92 019	-0.08	0.18	0.43
Prainha	-27 138	284	45 525	-0.63	0.20	1.13
Almeirim	-58 127	343	54 731	-0.62	0.19	1.01
Gurupa	-63 670	63	57 467	-0.49	0.18	1.12
Canal nord	-129 331	1 076	97 735	-0.61	0.18	1.12
Canal sud	-212 224	869	160 793	-0.63	0.18	1.10

TABLE 4.1 – Expérience Sim 1 – débits et élévations obtenus aux stations : Óbidos, Santarem, Prainha, Almeirim, Gurupa, les canaux nord et sud

Dans l'expérience Sim 1, seul le forçage de marée est considéré. Le tableau 4.1 répertorie les valeurs maximales, minimales et moyennes de débit et de hauteurs obtenues en différents points du fleuve : Óbidos, Santarem, Prainha, Almeirim, Gurupa, les canaux nord et sud. Les maxima sont espacés toutes les 12 h environ (proche de la fréquence de la composante *M2*). La hauteur moyenne est constante dans tout le fleuve et autour de 0,19 m. Les maxima d'amplitudes sont obtenus aux stations proches de l'embouchure. Les valeurs de débit négatives correspondent au cas où le courant remonte le fleuve, le flux est en direction d'Óbidos. Les valeurs extrêmes de débit croissent d'Óbidos à l'embouchure. Au niveau d'Óbidos, les effets de la marée ne devraient plus être présents. Cela est vrai dans le cas où le débit du fleuve est présent. Le débit obtenu à l'embouchure correspond à la somme des débits des canaux nord et sud, soit un débit moyen d'environ 1 900 $m.s^{-1}$ et qui varie de -341 600 à 58 500 $m.s^{-1}$.

L'onde de marée se propage à travers le fleuve : les valeurs de débit sont liées à sa vitesse de propagation. Cette dernière, *c*, est liée à la profondeur moyenne du fleuve, *h*, par la relation : $c \propto \sqrt{gh}$ où *g* l'accélération de pesanteur. Pour une profondeur moyenne de 50 m, l'onde de marée a une vitesse moyenne d'environ 22 $m.s^{-1}$, ce qui explique les fortes valeurs de débit obtenues proche de l'embouchure. Le modèle retranscrit la diminution de l'influence de la marée à travers le fleuve par des valeurs de débit plus faibles. Durant la propagation de l'onde, l'énergie se dissipe et la vitesse du courant diminue. Au sein de la modélisation, cela se traduit par de plus faibles valeurs de débit. Les valeurs de débit positives au niveau d'Óbidos sont dues à la condition limite qui impose un sens de circulation de l'eau. Bien que le débit ne soit pas imposé, le flux ne peut pas aller au-delà de la condition limite. L'onde arrivant à Óbidos est réfléchie et circule dans la direction aval.

Cette expérience numérique nous permet d'apprécier les déformations des composantes de marée à l'intérieur du fleuve. La seconde partie de cette section est consacrée à l'analyse des hauteurs et débits.

Pour l'expérience Sim 2, le forçage utilisé est celui du débit annuel à Óbidos décrit précédemment. Les hauteurs d'eau varient en phase avec la condition imposée : le débit maximal est obtenu en mai–juin et le minimal en octobre – novembre. Les plus fortes valeurs de débit et de hauteur sont obtenues au plus près d'Óbidos (cf. tableau 4.2). Les valeurs diminuent en se dirigeant vers l'embouchure. Cependant, le rapport entre les minima et maxima reste, pour le débit, aux alentours de 1,5 pour toutes les stations. En ce qui concerne les hauteurs d'eau, il y a un facteur 2 entre la période de crue et d'étiage.

	Débit (m^3s^{-1})			Hauteur (m)		
Station	Q_{min}	$\bar{Q}$	Q_{max}	h_{min}	$\bar{h}$	h_{max}
Óbidos	83 266	97 592	146 698	2	2.89	4
Santarem	103 498	129 851	158 401	1.78	2.60	3.60
Prainha	93 172	114 685	140 359	1.51	2.30	3.20
Almeirim	101 735	126 610	154 443	0.85	1.39	1.98
Gurupa	54 867	75 308	91 868	0.35	0.60	0.85
Canal nord	38 138	54 051	66 017	0.09	0.15	0.21
Canal sud	48 218	69 259	84 431	0.08	0.14	0.19

TABLE 4.2 – Expérience Sim 2 – débits et élévations obtenus aux stations : Óbidos, Santarem, Prainha, Almeirim, Gurupa, les canaux nord et sud

La hauteur moyenne obtenue à Óbidos est de 2,89 m, le modèle respecte la condition limite de 3 m que nous avons imposé. Le débit moyen obtenu à Óbidos est de 97 592 $m^3.s^{-1}$ et varie entre 83 266 et 146 698 $m^3.s^{-1}$. Or nous avons imposé un débit moyen de 180 000 $m^3.s^{-1}$ et un maximum de 270 000 $m^3.s^{-1}$. La condition de débit n'est pas maintenu contrairement aux hauteurs. En effet, le modèle gère l'information de hauteur. Il estime la vitesse à partir du débit et la hauteur imposés, tout en respectant en priorité la hauteur. Les conditions limites de hauteur sont imposées au niveau des nœuds du maillage, tandis que le débit et vitesse sont imposées au niveau des facettes. La valeur de débit maximale semble se maintenir avec une valeur de 150 000 $m.s^{-1}$ environ à l'embouchure.

	Débit (m^3s^{-1})			Hauteur (m)		
Station	Q_{min}	$\bar{Q}$	Q_{max}	h_{min}	$\bar{h}$	h_{max}
Óbidos	46 338	81 710	132 315	2	2.98	4
Santarem	24 186	116 434	157 617	1.78	2.74	3.72
Prainha	43 716	102 894	139 386	1.41	2.49	3.53
Almeirim	45 716	113 498	153 088	0.77	1.77	2.85
Gurupa	-4 394	67 660	107 218	0.06	1.09	2.39
Canal nord	-110 679	49 991	149 595	-0.18	0.65	1.68
Canal sud	-179 818	61 448	221 498	-0.20	0.62	1.40

TABLE 4.3 – Expérience Sim 3 – débits et élévations obtenus aux stations : Óbidos, Santarem, Prainha, Almeirim, Gurupa, les canaux nord et sud

La simulation Sim 3 servira à la création des observations SWOT synthétiques. Il s'agit de l'expérience qui prend en compte les deux forçages : le débit fluvial à Óbidos et la marée. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 4.3. La première constatation est que les valeurs obtenues ne correspondent pas à une somme des deux expériences précédentes : des interactions ont lieu entre le débit du fleuve et l'onde de marée. L'élévation maximale est observée à Óbidos, elle atteint 4 m en mai–juin, diminue jusqu'à 2 m en octobre–novembre. Sa moyenne est de 2,98 m, la condition limite de 3 m à Óbidos est respectée dans la simulation. En comparant les résultats des trois expériences, nous constatons que les hauteurs obtenues pour les stations d'Óbidos à Prainha dépendent du débit fluvial, tandis que pour les autres stations situées proches de l'embouchure, la marée est la principale responsable des variations de hauteur.

Intéressons-nous à présent aux valeurs de débit. Les valeurs moyennes obtenues pour l'expérience Sim 3 sont plus faibles que lorsque la marée n'est pas prise en compte (Sim 2). Les valeurs maximales des

expériences Sim 3 et Sim 2 sont du même ordre de grandeur de Santarem à Almeirim. Le débit est plus faible au niveau d'Óbidos car le point de mesure est au niveau de la condition limite, ce qui a pour effet de diminuer les valeurs de débit. L'inversion du sens d'écoulement du flux est notable de Gurupa jusqu'à l'embouchure. Les variations de débit obtenues dans cette dernière zone sont clairement régies par la marée avec un débit minimum total de -290 500 $m.s^{-1}$ et un débit maximal totale de 371 100 $m.s^{-1}$, valeurs proches de l'expérience Sim 1. Néanmoins, le débit moyen est maintenu par le débit fluvial.

Ces expériences ont permis d'identifier dans un premier temps les rôles des deux phénomènes principaux dans la dynamique du fleuve à savoir la marée et le débit fluvial. La modélisation respecte la condition limite imposée à la hauteur à Óbidos et dans une moindre mesure la condition limite de débit. Il semblerait que le modèle ait des difficultés à imposer les vitesses de courant. À Óbidos, la condition impose un flux important, ce qui crée des instabilités. Au niveau de cette condition, l'eau ne circule que dans le sens imposé, ce qui a pour conséquence que lorsque l'onde de marée atteint la facette, elle se réfléchit et est redirigée vers l'aval. Une évolution du modèle est nécessaire pour que le débit soit une variable intrinsèque du modèle afin d'obtenir des estimations du débit plus proches des conditions imposées.

Les valeurs moyennes de hauteur et de débit ainsi que du cycle annuel observé d'Óbidos à Almeirim sont dues principalement au débit fluvial. La marée impacte les variations des données proches de l'embouchure mais elle semble jouer un rôle aussi au niveau des stations situées plus en amont. La section suivante analyse les signaux obtenus à chaque station afin de juger l'impact de la marée.

4.2.2 Analyses et comparaison des signaux issus des expériences Sim 1 et Sim 3

Dans leur article, [*Gallo and Vinzon*, 2005] ont mentionné l'apparition de la composante de marée *Msf*. Cette composante de marée a une période de 14,7 jours. Elle est liée aux interactions non linéaires entre d'autres composantes de marée. Les auteurs affirment que sa présence à l'intérieur du fleuve est issue d'interactions non linéaires entre la marée et le débit fluvial. Nous souhaitons vérifier cette théorie ou si cette composante est issue d'interactions entre le courant fluvial, la topographie et d'autres éléments. Pour cela, nous réalisons une transformée de Fourier (Fast Fourier Transform) sur les données de hauteur et de débit simulées durant les expériences Sim 1 et Sim 3. Dans cette section, les spectres obtenus sont analysés. Si l'énergie observée correspond à celle d'une composante de marée, elle sera sous la forme d'un pic net et resserré. Dans le cas d'une interaction non linéaire d'une autre nature, l'énergie sera présentée sous une forme plus diffuse.

Les figures situées dans l'annexe D (figures D.1 à D.6) et la figure 4.11 représentent les signaux de hauteur et de débit de la simulation Sim 3, ainsi que l'amplitude du spectre correspondant pour les sites : canal nord, canal sud, Gurupa, Almeirim, Prainha, Santarem et Óbidos. La première constatation est que les ondes semi-diurnes sont celles à plus forte amplitude. Les valeurs maximales sont obtenues majoritairement à la fréquence 0 et la fréquence 1,93 cycles/jour correspondant à la composante de marée *M2*. Les amplitudes des différents pics diminuent majoritairement lors du passage de l'aval vers l'amont. Ces spectres sont comparés à ceux obtenus pour l'expérience Sim 1 ; figures D.7 à D.13 placées dans l'annexe D. Les spectres obtenus en ne considérant que la marée ne contiennent pas les signaux

annuels et semi-annuels liés au débit. Plus de pics apparaissent, il s'agit de toutes les composantes spectrales de l'onde de marée. Les pics aplatis correspondent à des interactions entre l'onde de marée et la topographie.

Station	Débits (m^3s^{-1}) obtenus aux fréquences (cycles/jour) :					Hauteurs (m) obtenues aux fréquences (cycles/jour) :				
	0	0,003	0,067	*M2*	*M4*	0	0,003	0,067	*M2*	*M4*
Óbidos	163 412	10 150	3 039	5 365	–	5,95	0,85	–	–	–
Santarem	232 868	24 370	2 904	16 960	5 242	5,47	0,76	0,015	0,02	0,017
Prainha	205 800	21 800	2 550	6 811	6 485	4,98	0,68	0,02	0,11	0,017
Almeirim	227 000	23 730	2 816	11 340	4 629	3,53	0,44	0,05	0,21	0,12
Gurupa	135 300	13 980	1 684	19 340	5 213	2,18	0,22	0,07	0,40	0,13
C. nord	122 900	12 670	2 210	121 900	28 310	1,29	0,09	0,07	0,39	0,10
C. sud	100 000	10 180	1 418	77 230	26 530	1,23	0,09	0,08	0,31	0,08

TABLE 4.4 – Expérience Sim 3 – Amplitudes du spectre des signaux de débits et élévations obtenus aux stations : Óbidos, Santarem, Prainha, Almeirim, Gurupa, les canaux nord et sud

Station	Débits (m^3s^{-1}) obtenus aux fréquences (cycles/jour) :					Hauteurs (m) obtenues aux fréquences (cycles/jour) :				
	0,067	*M2*	*M4*	6	8	0,067	*M2*	*M4*	6	8
Óbidos	0,19	20,96	4,32	20,22	7,76	0,07	0,12	0,01	0,04	0,01
Santarem	1 163	59 010	7 248	3 316	1 733	0,06	0,02	0,04	0,01	0,05
Prainha	1 401	10 960	8 873	3 359	1 504	0,06	0,46	0,008	0,02	0,01
Almeirim	1 683	27 720	4 051	2 759	–	0,07	0,37	0,11	0,02	0,03
Gurupa	–	30 770	4 272	1 653	1 293	0,06	0,40	0,05	0,03	0,01
C. nord	–	65 440	16 720	5 705	–	0,06	0.40	0,06	–	–
C. sud	–	106 400	17 490	7 069	4 627	0,06	0,31	0,06	0,05	0,01

TABLE 4.5 – Expérience Sim 1 – Amplitudes du spectre des signaux de débits et élévations obtenus aux stations : Óbidos, Santarem, Prainha, Almeirim, Gurupa, les canaux nord et sud

Le tableau 4.4 contient les amplitudes de fréquences spécifiques du spectre obtenu à partir de la FFT des signaux de débit et de hauteur de l'expérience Sim 3. Les fréquences représentées sont : la fréquence nulle ; 0,003 cycle/jour qui correspond à un cycle annuel ; 0,067 cycle/jour, fréquence correspondant à la composante de marée *Msf* ; la fréquence de la composante de marée *M2* ; et celle de la composante *M4*. Les deux dernières composantes sont associées à l'onde de marée car les pics obtenus sont fins et étroits. Les pics obtenus aux fréquences 0,003 et 0,067 cycle/jour ne sont pas associables aux composantes de marée. En effet, leur forme est plus diffuse, ils sont plus larges et étalés que les composantes de marée. D'ailleurs, le pic à 0,003 cycle/jour correspond au signal de débit fluvial. Dans le tableau, le pic à 0,005 cycle/jour correspondant à une demi-année n'est pas indiqué. Les valeurs obtenues à cette fréquence sont du même ordre de grandeur que le pic à 0,003.

La fréquence nulle correspond à la valeur constante autour de laquelle les valeurs de débit et de hauteur varient. Hormis pour la station d'Óbidos située à la condition limite, les valeurs de débit et de hauteur à la fréquence nulle diminuent. Les valeurs restent néanmoins supérieures aux autres composantes. Cela indique une dominante linéaire dans le signal. D'Óbidos à Almeirim, la fréquence dominante

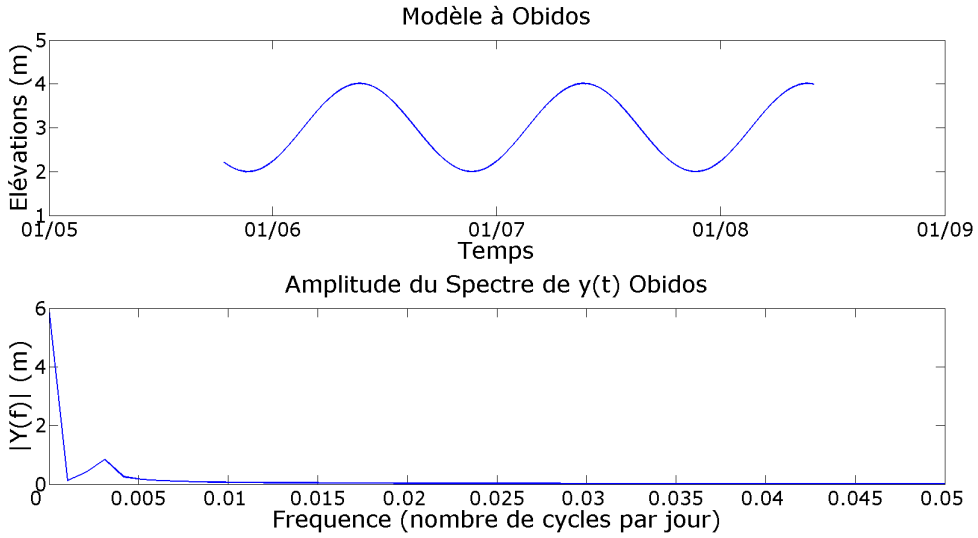
correspond au signal du débit fluvial. À partir de Gurupa, la composante de marée *M2* devient dominante, suivi par la composante *M4* dans une moindre mesure. Cette dernière est surtout présente dans les canaux. Il semble que son énergie se dissipe à l'intérieur du fleuve. Elle n'est d'ailleurs plus présente à Óbidos. Un pic de faible amplitude apparaît dans l'analyse des spectres à la fréquence correspondant à la composante *Msf*. Ses amplitudes sont plus élevées en amont qu'en aval en ce qui concerne le débit. Les amplitudes obtenues dans le spectre du signal des hauteurs sont moins probantes.

La première analyse des résultats des FFT des signaux de débit et de hauteur ne nous permettent pas d'affirmer la présence de la composante *Msf* à l'intérieur du fleuve. Le pic à cette fréquence n'est pas fin et défini comme les composantes de marée, mais a une forme plus proche du pic observé à la fréquence 0,003 cycle/jour. L'apparition d'une composante de période de 15 jours peut être liée à l'interaction entre le débit fluvial et la marée, ou la marée avec la topographie. Afin de vérifier cette dernière hypothèse, qui soutiendrait les résultats obtenus par modélisation par *Gallo and Vinzon* [2005], j'ai analysé les signaux de débit et de hauteur obtenus aux mêmes stations avec l'expérience Sim 1 (seule la marée est considérée).

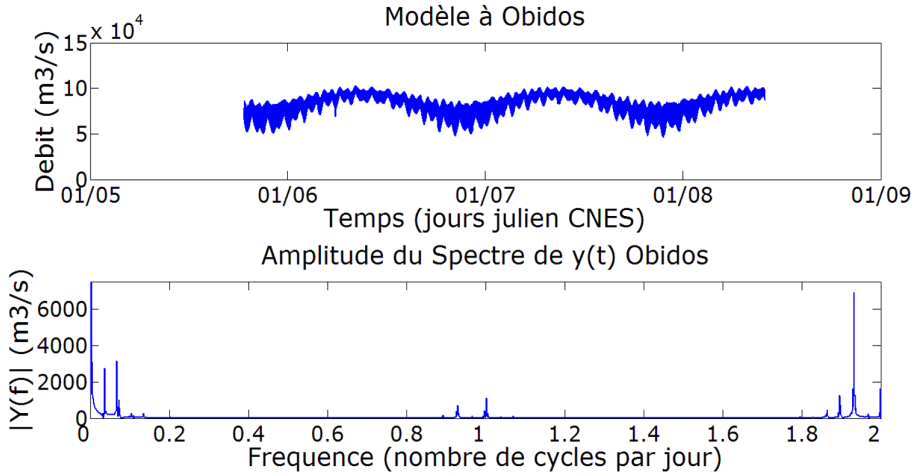
Le tableau 4.5 répertorie les résultats obtenus pour les analyses spectrales des signaux de débit et de hauteur. En observant les figures présentent dans l'annexe D (figures D.7 à D.13), nous constatons que plus de fréquences apparaissent contrairement à précédemment et le pic à la fréquence nulle a disparu. En effet, dans ce cas ci toutes les composantes de la marée sont présentes, elles ne sont plus atténuées par la présence d'un débit fluvial. Les composantes aux fréquences 6 et 8 cycles/jour ont été indiquées dans le tableau car leur amplitude est proche voir domine celle de la composante *M4*. Elles sont donc tout aussi importantes. Au niveau de la condition limite à Óbidos, au niveau de laquelle aucun forçage n'est imposée, la marée est presque nulle, les valeurs obtenues sont extrêmement faibles, voire quasi-inexistantes comparées aux autres stations. La tendance générale est une dominante des ondes de marée au plus près de l'embouchure. La composante *M2* reste la composante dominante à toutes les stations suivi de *M4*. Un pic à tendance aplatie apparaît au niveau de la fréquence 0,067 cycle/jour. Les amplitudes restent constantes le long du fleuve. Relativement aux autres composantes, elle prend de l'ampleur en remontant le fleuve. Son apparition semble due aux interactions entre la marée et la topographie du fleuve et non marée avec le débit fluvial.

Une onde de période de 15 jours est présente sur presque tous les spectres lorsque des pics basses fréquences sont observés, son ordre de grandeur reste constant à chaque station avec en terme de débit une valeur de 2 500 $m^3.s^{-1}$ pour Sim 3 et 1 400 $m^3.s^{-1}$ pour Sim 1 et en terme de hauteur de 6 cm dans les deux cas de simulations. Par rapport aux autres composantes observées, il semble que celle de fréquence à 0,067 soit plus présente à l'intérieur du fleuve, dans la partie amont, car son amplitude ne varie pas contrairement aux autres ondes. L'énergie observée au niveau de ce pic ne peut pas être liée seulement à la marée. En effet, toutes les autres composantes voient leurs amplitudes évoluer en remontant le fleuve. Nous ne pouvons pas confirmer les observations des auteurs concernant la composante *Msf*.

Grâce aux simulations en ne prenant en compte que la marée, il a été possible de montrer que l'onde de marée se propage jusqu'à Óbidos où elle représente une élévation de 0,12 m, ordre de grandeur observé en période d'étiage par *Callède et al.* [2010]. Le modèle fixe les élévations à l'aide de la condition limite imposée, les valeurs de débit obtenues sont liées à des instabilités au sein du modèle liées aux interactions entre le débit fluvial et la marée.



(a) Élévations (m) et amplitude du spectre



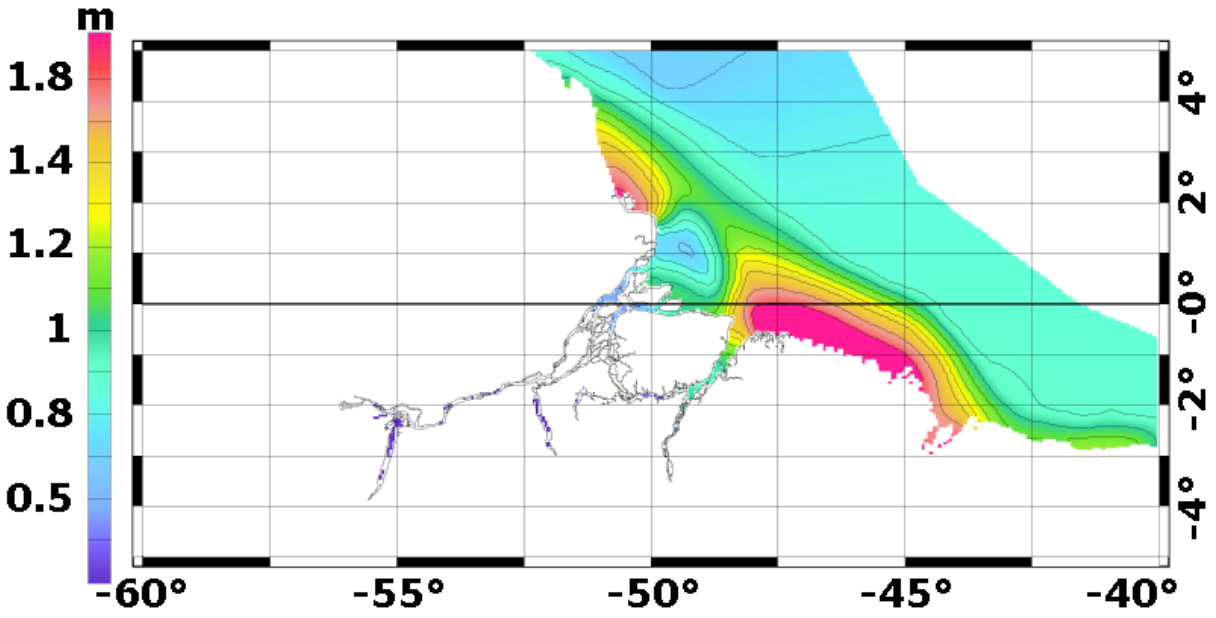
(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE 4.11 – Élévations et débits obtenus à Óbidos via l'expérience Sim 3 et amplitudes de leur analyse spectrale à Óbidos

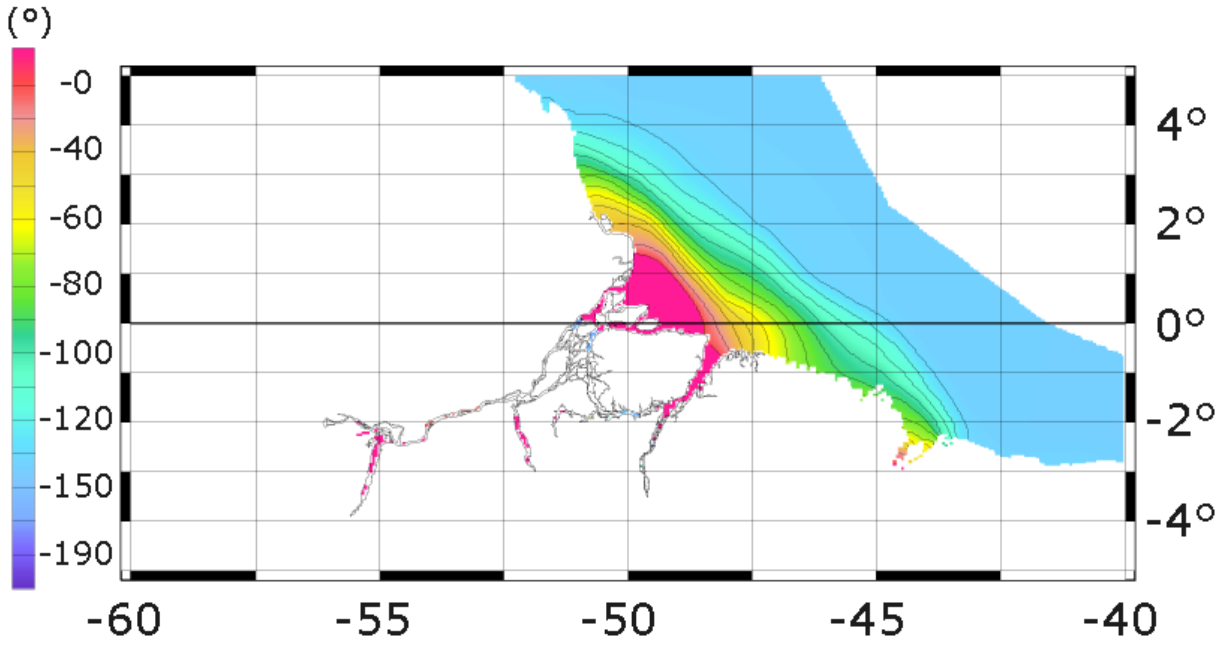
4.3 Comparaison aux mesures in situ

4.3.1 Comparaison à la base de données de la FEMAR

Le modèle fournit en plus des élévations, les harmoniques de marée qu'il estime à partir des hauteurs simulées. Les amplitudes obtenues pour les différentes composantes par modélisation sont comparées aux analyses harmoniques des marégraphes de la FEMAR. Les cartes 4.12a et 4.12b représentent respectivement l'amplitude et la phase de l'onde *M2*. Les agrandissements, figures F.2a et F.2b, ont été placés dans l'annexe F. L'amplitude *M2* présente deux zones de forte amplitude sur les bords de l'embouchure atteignant jusqu'à 1,8 m. La partie agrandie montre que les amplitudes diminuent à l'intérieur du fleuve. La phase présente de grandes variabilités à l'intérieur du fleuve, tandis qu'au niveau du plateau les lignes de phase sont parallèles entre elles et perpendiculaires à l'écoulement du fleuve.



(a) Amplitude en m



(b) Phase en degrés

FIGURE 4.12 – Composante harmonique *M2* estimée par le modèle

Le réseau de la FEMAR fournit les résultats d'analyses harmoniques de données marégraphiques à l'intérieur du fleuve. Les images 4.13, F.3 et F.4 présentent les écarts entre les modules des données composantes de marée respectivement *M2*, *M4* et *S2* de la sortie du modèle et des données marégraphiques de la FEMAR.

La figure 4.13 présente les écarts entre les amplitudes du réseau marégraphique et la sortie du modèle pour la composante *M2*. Les erreurs maximales sont observées au niveau des côtes et de l'embouchure en atteignant jusqu'à 50 cm d'écart. Durant sa thèse, Y. Le Bars a démontré la grande sensibilité de l'onde de marée au coefficient de frottement du lit du fleuve. La phase tourne très vite près des côtes, comme il a été vu précédemment, un décalage de 1h dans la phase peut engendrer une variation de hauteur allant de 50 cm à plusieurs mètres (selon la sensibilité de la zone à la marée). Les coefficients de frottement utilisés sont issus des résultats de *Le Bars et al.* [2010]. Cependant, comme nous avons modifié l'étendue du modèle et les conditions limites (bathymétrie, débit à Óbidos), les erreurs du modèle qui étaient compensées par le coefficient de frottement ne le sont plus.

Les erreurs sont plus faibles lorsque les sorties du modèle sont comparées à *S2* (figure F.4) et *M4* (figure F.3). En effet, les erreurs maximales sont de 25 cm dans le cas de *S2* et 20 cm pour *M4*. Cela est lié aux faibles amplitudes de ces deux composantes, les écarts entre modélisation et observation deviennent moins importants.

L'objectif de notre modélisation est d'obtenir des élévations qui soient les plus représentatives du terrain. Que nos amplitudes ne soient pas aux mêmes valeurs que les mesures in situ n'est pas une contrainte. Bien que subissant un déphasage, nos résultats sont satisfaisants pour la suite de notre étude.

4.3.2 Comparaison aux composantes harmoniques dérivées de l'altimétrie

Les instruments altimétriques fournissent une base de données de 20 ans de mesures. Grâce à ces longues séries temporelles, il est possible d'en extraire le signal de la marée. Ici, sont comparées les composantes harmoniques issues de l'altimétrie estimées par le CTOH [8] aux composantes harmoniques simulées (Sim 3). La figure 4.14, de l'annexe F, représente la composante *M2* de la zone d'étude et ses écarts par rapport aux amplitudes extraites des données altimétriques. Les erreurs sont importantes au niveau de la côte et de l'embouchure et liées aux différences entre les amplitudes, les phases du modèle n'étant pas très différentes des phases observées, 20°d'écart maximal. Les erreurs atteignent 1 à 2 cm sur le plateau contre 40 cm sur la zone proche de l'embouchure. Là encore, l'amplitude est très sensible au phasage de la marée. L'écart de phase de 20°induit l'écart de 40 cm sur le plateau.

Le modèle n'étant pas calibré pour obtenir des amplitudes de marée avec une précision centimétrique, les erreurs sont plus élevées que celles obtenues par *Le Bars et al.* [2010]. Afin de réduire les erreurs, il faudrait revoir les conditions imposées au modèle telles que les coefficients de frottement qui doivent tenir compte du débit du fleuve, voire intégrer le forçage atmosphérique. Comme précédemment, nous avons ici une indication de la qualité des données de notre modélisation. L'erreur obtenue est tout à fait acceptable pour la suite de notre étude.

8. http ://ctoh.legos.obs-mip.fr/

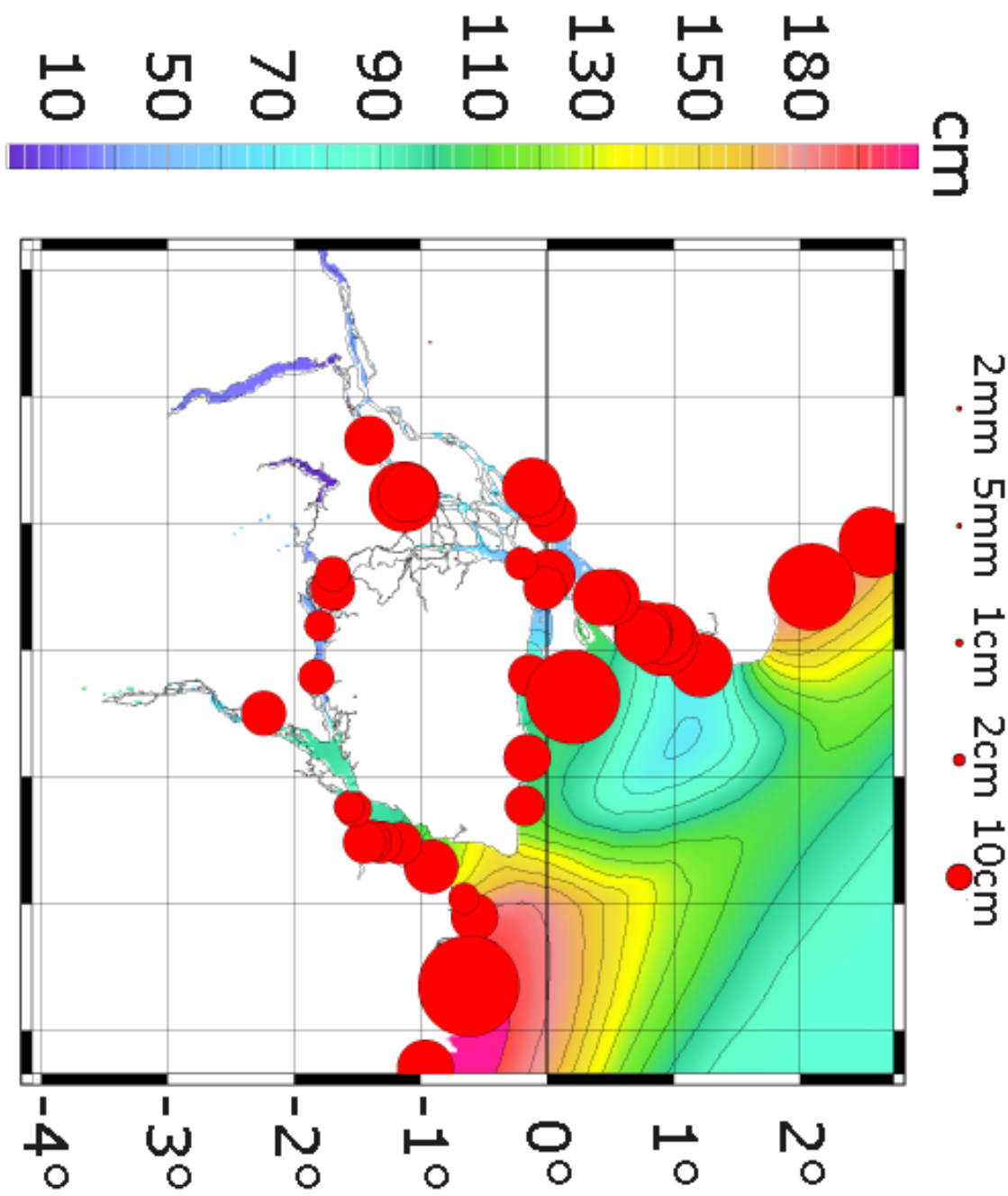


FIGURE 4.13 – Amplitude de la composante *M2* du modèle et comparaison au réseau de la FEMAR

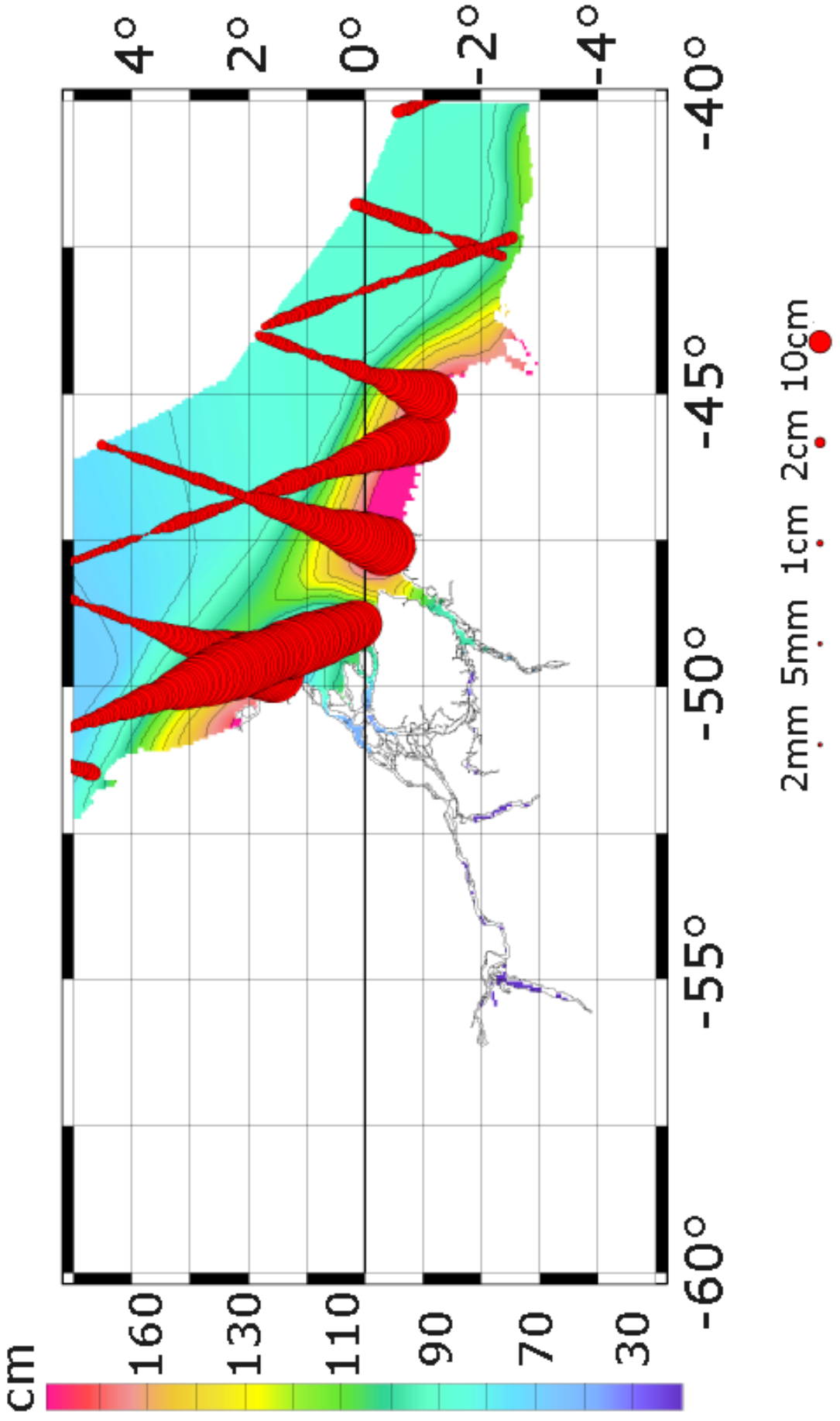


FIGURE 4.14 – Amplitude de la composante *M2* du modèle et comparaison donnée altimétrique

4.3.3 Comparaison aux données marégraphiques

Nous souhaitons à présent comparer nos résultats à des données marégraphiques. Durant une campagne menée pour ORE–HyBAM, des marégraphes à pression ont été placés pendant l'année 2000 à Gurupa, Almeirim et Porto do Santana. Ces données ont été analysées selon deux méthodes : une analyse harmonique et une analyse de Fourier. La première consiste à extraire les amplitudes et phases du signal correspondant aux fréquences de marée. Les résultats sont présentés sous la forme de tableaux et comparés aux analyses harmoniques des données simulées (Sim 3). La deuxième méthode réalise une transformée de Fourier (FFT) du signal marégraphique. Seules les amplitudes des spectres sont présentées.

4.3.3.1 Les analyses harmoniques

Les tableaux 4.6, 4.7 et 4.8 résument les ondes de marées principales extraites de données in situ et des données simulées respectivement à Porto do Santana, Gurupa et Almeirim par analyse harmonique. L'onde annuelle *Sa* ne ressort que pour le marégraphe placé à Gurupa, tandis qu'elle est présente à chaque fois pour le modèle. La période de cette onde est égale à 365,242 jours. Les séries analysées doivent être de durée temporelle supérieure à la période d'une onde pour pouvoir l'identifier. Par exemple, l'onde semi annuelle *Ssa*, de période de 182,621 jours, est extraite dans les trois cas car la durée des signaux est supérieure à 183 jours. Il faut néanmoins faire attention aux valeurs obtenues car lorsque les profils sont inférieurs à 1 an, certaines ondes de période proche sont mal dissociées (à cause du phénomène d'*aliasing*, cf. chapitre 1).

	Marégraphe (362 jours)		Modèle (536 jours)	
Onde	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
Sa	–	–	0.11	56.85
Ssa	0.03	65.07	0.006	293.91
Msf	0.12	46.41	0.10	40.23
M2	1.12	208.30	0.56	195.83
S2	0.24	242.22	0.11	228.87
N2	0.19	175.01	0.09	172.01
Mu2	0.07	26.51	0.06	341.22
M4	0.22	346.59	0.11	318.44
Ms4	0.09	16.16	0.04	356.72

TABLE 4.6 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues à Porto do Santana : marégraphe et modèle

Au niveau de Porto do Santana, les mêmes caractéristiques ressortent du marégraphe et du modèle : *M2* est l'onde dominante avec une amplitude de 1,12 m pour le marégraphe et de 0,56 m pour le modèle. Viennent ensuite les ondes *S2*, *M4* et *N2* qui sont du même ordre de grandeur, soit 0,20 m pour le marégraphe et 0,10 m pour le modèle. L'analyse du marégraphe et celle du modèle indiquent toutes deux un rapport de 5,6 entre l'onde *M2* et les suivantes. Dans le cas du marégraphe, l'onde *Msf* apparaît avec une amplitude de 0,12 m, soit moitié moins importante que les autres ondes semi-diurnes. Le modèle lui associe une amplitude de 0,10 m, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que les ondes *S2*,

N2 et *M4*. Au niveau des phases, seules *Msf* et *N2* sont en accord entre le modèle et le marégraphe. Les autres ondes ont une différence de phase 12 à 20°sauf *Ms4* et *Ssa* pour lesquelles la différence est beaucoup plus grande : 340°pour la première, 230°pour la deuxième.

	Marégraphe (583 jours)		Modèle (536 jours)	
Onde	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
Sa	0.78	64 .68	0.26	57.05
Ssa	0.34	308.79	0.004	259.41
Msf	0.13	57.70	0.10	41.72
M2	0.50	317.42	0.62	253.40
S2	0.10	349.66	0.12	287.64
N2	0.08	280.14	0.09	226.68
Mu2	0.05	129.63	0.07	36.62
M4	0.09	194.30	0.14	121.28
Ms4	0.04	218.90	0.05	153.30

TABLE 4.7 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues à Gurupa : marégraphe et modèle

Le marégraphe de Gurupa a une série temporelle de 583 jours mais qui comporte des trous. Les analyses du marégraphe indiquent que l'onde *Sa* est d'amplitude supérieure à *M2*, 0,78 m contre 0,50 m. Le modèle observe une augmentation de l'amplitude de l'onde *Sa* (passage de 0,11 m à 0,26 m) mais l'onde *M2* continue à dominer avec une amplitude de 0,62 m, valeur supérieure à ce qui est observé à Porto do Santana. Dans le cas du marégraphe, l'onde *Ssa* voit son amplitude augmenter en passant de 0,03 m à 0,34 m. L'amplitude des ondes hautes fréquences diminue surtout dans le signal marégraphique. L'onde *Msf* maintient ses amplitudes aussi bien dans l'analyse du marégraphe que du modèle. Les valeurs de phase sont différentes pour le marégraphe et le modèle. Seules les phases obtenues pour *Msf* et *Ssa* ne sont pas trop éloignées, écart d'une dizaine de degrés. Cela peut être dû aux horaires des données marégraphiques. Le déphasage estimé par le modèle est estimé par rapport à l'heure GMT. Si les données marégraphiques obtenues sont à l'heure locale, le décalage horaire s'observe au niveau de la phase. Les ondes haute fréquence telles que *M2* ont une période de 12,40h, un décalage de 3h sur ses estimations est non négligeable par rapport à une onde d'une période de 15 jours.

	Marégraphe (266 jours)		Modèle (536 jours)	
Onde	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
Sa	–	–	0.46	57.10
Ssa	0.42	141.90	0.004	201.22
Msf	0.09	64.38	0.08	41.98
M2	0.23	21.53	0.34	297.91
S2	0.05	50.08	0.07	334.83
N2	0.04	347.79	0.05	270.87
Mu2	0.02	189.27	0.03	77.27
M4	0.06	315.14	0.14	213.35
Ms4	0.03	347.84	0.06	251.76

TABLE 4.8 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues à Almeirim : marégraphe et modèle

À Almeirim, les analyses des données marégraphiques indiquent que l'onde semi-annuelle *Ssa* est d'amplitude supérieure à *M2*, soit 0,42 m par rapport à 0,23 m. L'analyse des données du modèle considère l'onde *Ssa* négligeable avec une amplitude de 0,004 m et une onde *M2* de 0,34 m. Néanmoins,

l'onde annuelle semble dominer dans le signal des données avec une amplitude de 0,46 m. Les ondes suivantes sont du même ordre de grandeur, 0,05 m, pour les données marégraphiques et estimées par le modèle, sauf dans le cas de l'onde *M4* qui, dans le cas des données simulées, a une amplitude de 0,14 m. L'onde *Msf* est toujours du même ordre de grandeur dans les deux cas. En ce qui concerne la phase, là encore comme pour les deux jeux de données précédents, les estimations ne sont pas comparables.

Il semblerait d'après les analyses du modèle et des données marégraphiques que près de l'embouchure l'onde *M2* domine, puis cède sa place aux ondes annuelles ou semi-annuelles à l'intérieur du fleuve. Cependant, l'onde *Sa* extraite à partir des données du modèle traduit le cycle du débit du fleuve qui est de période annuelle. Il ne s'agit pas d'une composante de marée à proprement parler. *Gallo and Vinzon* [2005] avaient observé l'apparition de l'onde *Msf* dans leur modélisation. Les analyses harmoniques des données in situ et du modèle ne permettent pas de faire cette constatation. Cette onde est présente et d'amplitude constante, ce qui a déjà été observé auparavant dans les analyses de Fourier. Il semblerait quelle soit due aux interactions de la marée avec la topographie. Cependant, sa présence étant surtout observée dans les sorties de modélisation, il est possible qu'elle soit artificiellement crée par les interpolations et méthodes de calculs.

4.3.3.2 Les analyses de Fourier

Les mesures marégraphiques sont analysées par transformée de Fourier, les résultats, figures D.14 et D.15, sont placés dans l'annexe D.

L'analyse du signal de Porto do Santana montre que les fréquences dominantes sont les semi-diurnes, avec un maximum à 1,2 m ; les ondes à plus grandes fréquences ne sont pas dissociables du bruit (figure D.14a). Il semble que plusieurs ondes basses fréquences soient présentes, mais la tendance annuelle liée à la marée ne permet pas de distinguer les différentes composantes. Le signal est filtré, à l'aide des outils du logiciel MatLab, afin d'ôter le signal basse fréquence annuel. Le pic semi-diurne n'est pas perturbé, la figure D.14b présente un agrandissement autour des basses fréquences. Un pic d'amplitude 0,20 m semble se détacher autour de la fréquence de 0,067. Cependant, le signal reste assez bruité pour affirmer qu'il s'agit de la composante de marée *Msf*.

Les figures D.15a et D.15b correspondent à un zoom autour des basses fréquences des amplitudes des spectres des signaux marégraphiques initiaux et filtrés respectivement du marégraphe de Gurupa. Les ondes semi-diurnes ne sont pas présentées car elles sont de l'ordre de 0,50 m. Dans le cas présent, le signal est assez bruité. Le filtre n'a pas permis d'extraire des pics à basse fréquence.

Pour le troisième marégraphe, les analyses de Fourier n'ont pas permis d'extraire des ondes basses fréquences. Les figures D.16a et D.16b représentent des zooms réalisés aux basses fréquences. L'analyse avant et après filtrage n'indique aucun changement.

Les analyses de Fourier des données marégraphiques ne permettent pas de mettre en évidence l'onde *Msf*. Il se peut que cela soit dû à la qualité des données : durée temporelle ou bruit observé.

Trajet	Temps mis en période d'étiage		Temps mis en période de crue	
	Modèle	Article	Modèle	Article
Punta do Ceu – Santana (165 km)	3h30	3h13	3h30	3h38
Santana – Gurupa (150 km)	3h	3h45	4h	5h50
Punta do Ceu – Almeirim (414 km)	8h	8h52	–	–
Punta do Ceu – Santarem (693 km)	13h	13h59	–	–
Gurupa – Almeirim (100 km)	1h30	1h45	13h30	13h
Almeirim – Santarem (280 km)	5h	5h08	–	–

TABLE 4.9 – Temps de trajet de l'onde de marée entre différentes villes : estimations en période de crue par modélisation et issues de l'article de *Kosuth et al.* [2009]

4.3.4 Comparaison avec l'article de *Kosuth et al.* [2009]

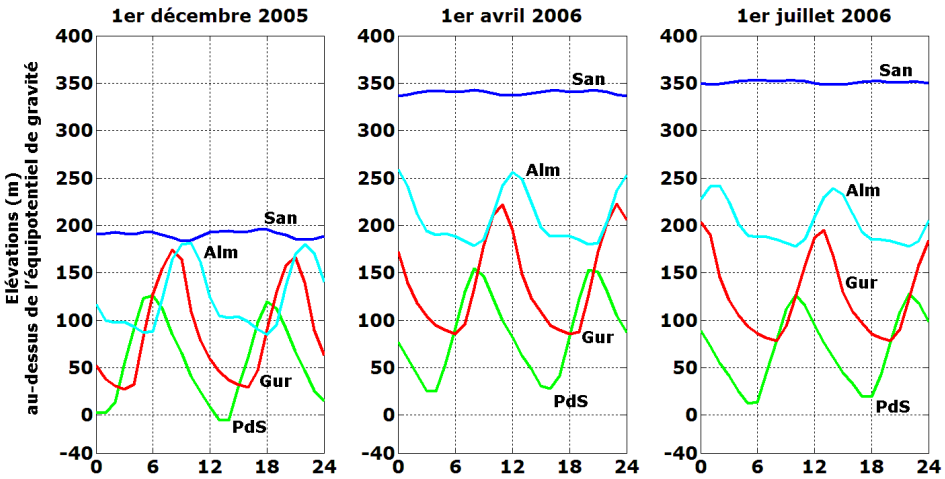
Grâce à plusieurs campagnes de mesures durant lesquelles des marégraphes ont été placés, *Kosuth et al.* [2009] ont mesuré la vitesse de propagation des ondes de marées. La figure 4.15a reproduit la figure de l'article (figure 4.15b), sur quatre sites d'observations : Porto do Santana, Gurupa, Almeirim et Santarem. Il s'agit des élévations de surface observées durant une journée complète. Bien que les années représentées ne soient pas les mêmes au niveau de la simulation et des données in situ, il est possible de les comparer. En effet, les périodes comparées correspondent aux mêmes périodes hydrologiques (crues et étiages). L'objectif de cette comparaison est d'évaluer la capacité du modèle à représenter la propagation de l'onde de marée.

Le premier constat est que les élévations mesurées par *Kosuth et al.* [2009] n'ont pas les mêmes valeurs que celles obtenues par la modélisation. La figure 4.15b indique une élévation supérieure à 5 m à Santarem, tandis que le modèle l'estime aux alentours de 1,9 m. Cela est lié au fait que les élévations ne sont pas données par rapport au même référentiel. De plus, la contrainte mise en entrée du modèle est une élévation moyenne de 3 m à Óbidos au-dessus de l'équipotentielle de gravité. Cette valeur de 3 m correspond au zéro de la règle située à Óbidos, c'est-à-dire que pour comparer des données satellites aux mesures de règle, il est nécessaire d'ajouter 3 m à la valeur lue.

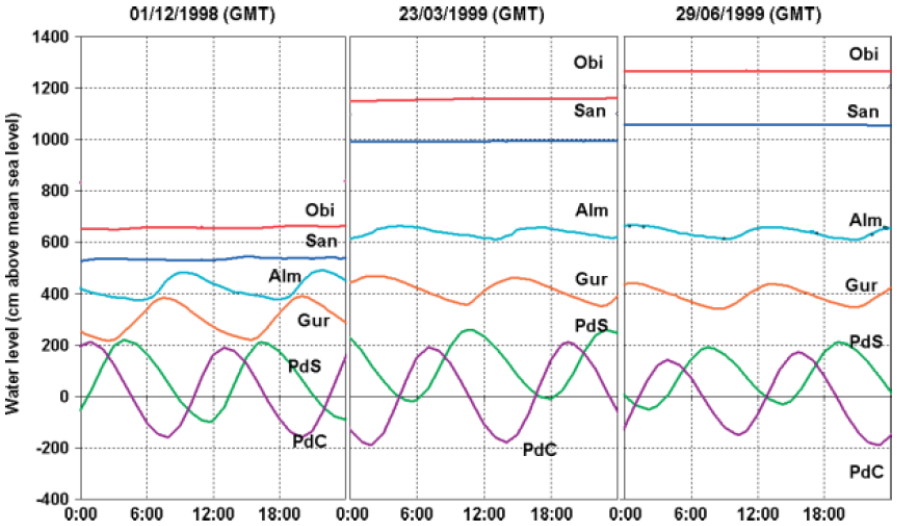
Les figures 4.15a et 4.15b représentent les élévations à 3 périodes : la période d'étiage (décembre), le début des hautes eaux (fin mars, début avril) et la période de crue (fin juin, début juillet). À Santarem, le niveau augmente de 5,20 m à 10 m de décembre à mars (rapport de 1,9), tandis que le modèle indique un passage de 1,9 m à 3,4 m (rapport de 1,8). Au niveau d'Almeirim les mesures indiquent une élévation de 4,50 m à 7,25 m (rapport de 1,6) environ, tandis que le modèle estime une augmentation de l'élévation de 1,4 m à 2,3 m (rapport de 1,6).

Les rapports des variations des élévations liées au changement de période estimés par le modèle sont du même ordre de grandeur que celles obtenues à l'aide de mesures in situ. Bien que le modèle ne retransmette pas suffisamment l'aplatissement de l'onde de marée aux sites d'Almeirim et Gurupa en période de hautes eaux (mois d'avril et juillet), il est capable de représenter le retard du creux de l'onde à Almeirim (figure 4.16). L'onde représentée à la figure 4.16 correspond à l'onde obtenue pour Almeirim, le 1er décembre 2005 (figure 4.15a).

Les fronts d'onde sont décalés au niveau des différents sites. Il est donc possible d'estimer la vitesse de propagation de l'onde de marée, connaissant la distance séparant les différents points de mesure. Le



(a) Sorties du modèle



(b) Figure 5 extraite de l'article [*Kosuth et al.*, 2009]

FIGURE 4.15 – Comparaison des sorties du modèle et de l'article [*Kosuth et al.*, 2009] en plusieurs points : Porto do Santana (PdS), Gurupa (Gur), Almeirim (Alm) et Santarem (San)

tableau 4.9 répertorie les temps mis par l'onde de marée pour aller d'une ville à une autre. Ainsi, elle met 3h (3h45 dans l'article) pour parcourir la distance entre Porto do Santana et Gurupa ; entre Gurupa et Almeirim, elle tarde 1h30 (1h45 dans l'article) et il faut 5h à l'onde de marée pour traverser le tronçon Almeirim et Santarem (contre 5h08 dans l'article). À partir d'Almeirim, en période de crue, il est difficile de repérer le maximum et le minimum du front d'onde dans les mesures in situ. C'est pour cela que la comparaison entre les temps de trajet ne se fait plus à partir d'Almeirim et des villes plus en aval. Les estimations de vitesse obtenues par le modèle sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par *Kosuth et al.* [2009].

Dans l'article, les auteurs commentent la forme caractéristique du front d'onde. La figure 4.16 est extraite de l'article et représente la sinusoïde amortie (caractéristique de la propagation d'une onde à l'intérieur d'un chenal). La déformation de l'onde de marée est bien retranscrite par le modèle. La sinusoïde est « amortie » au niveau des creux. Le décalage temporel des crêtes de l'onde de marée obtenu à l'aide du modèle est proche de celui observé par les auteurs.

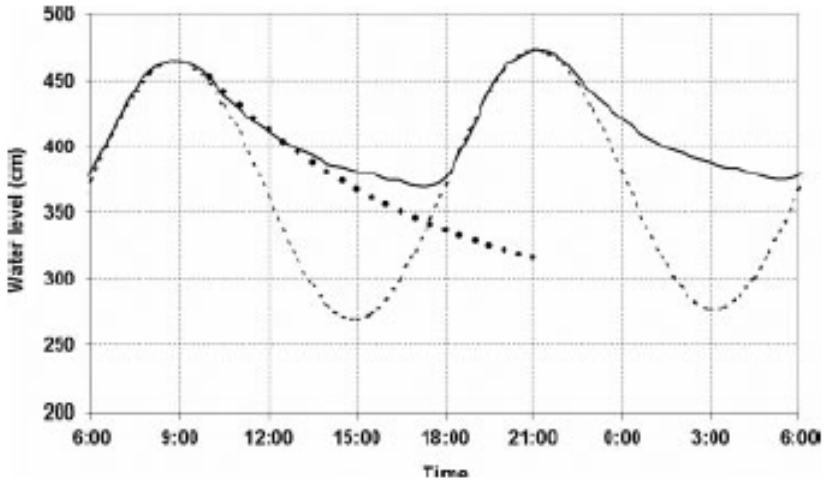


FIGURE 4.16 – Profil d'élévation à Almeirim observé le 30 novembre 1998, tiré de l'article [*Kosuth et al.*, 2009]

Les valeurs d'amplitude du modèle ne sont pas directement comparables aux données in situ, les conditions initiales n'étant pas suffisamment représentatives. Néanmoins, les rapports d'amplitude le sont. En comparant les sorties de simulation avec les mesures in situ obtenues durant une campagne terrain, il a été mis en évidence que le modèle est capable de reproduire les variations de niveau à différents points du fleuve situés dans la partie aval de l'estuaire. Les aplatissements de l'onde en période de crue sont moins prononcés dans le modèle surtout au niveau de Gurupa. Le déphasage des crêtes permet d'estimer les vitesses de propagation de l'onde de marée à travers le fleuve. Là encore, le modèle est fidèle aux observations.

4.3.5 La relation élévation–débit

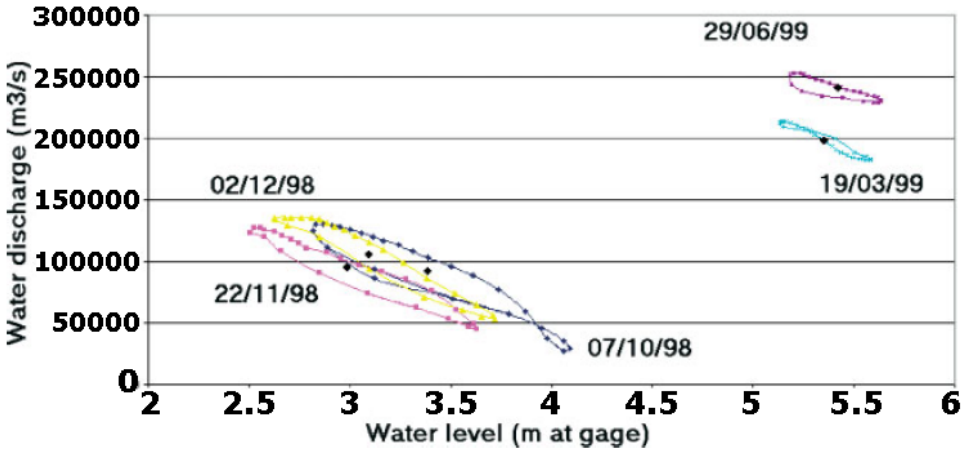
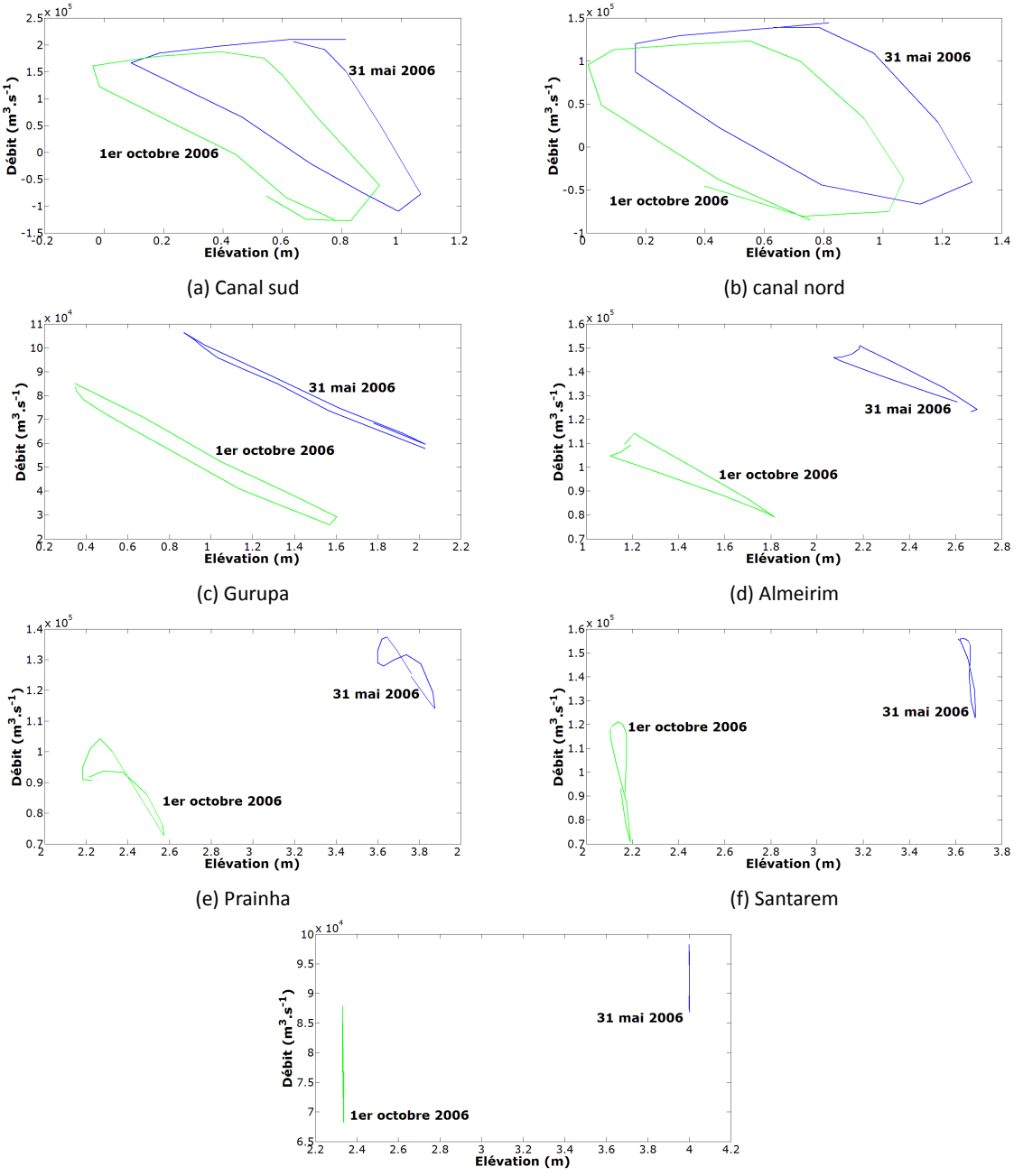


FIGURE 4.17 – Régime hydrologique à Almeirim extrait de l'article [*Kosuth et al.*, 2009]

Les courbes de tarage sont généralement utilisées afin de relier les élévations observées du fleuve à une valeur de débit correspondant (cf. Chapitre 1). La relation entre les élévations et les débits cesse d'être linéaire avec la présence de la marée. Ici, l'objectif est d'évaluer la capacité du modèle à représenter la non linéarité de cette relation et son évolution en fonction des périodes (crue, étiage). Ce

phénomène est décrit dans l'article de *Kosuth et al.* [2009] au niveau de différents sites dont notamment Almeirim (figure 4.17). La figure 4.17 représente les cycles du régime hydrologique à Almeirim (figure 4.17) : les ellipses sont décalées selon la saison (crue ou étiage).



(a) Canal sud

(b) canal nord

(c) Gurupa

(d) Almeirim

(e) Prainha

(f) Santarem

(g) Óbidos

FIGURE 4.18 – Débit en fonction de l'élévation à deux dates : 31 mai 2006 (bleu) et 1er octobre 2006 (vert) en différents points du fleuve

Nous représentons les cycles hydrologiques obtenus à l'aide du modèle T–UGOm en prenant en compte le débit fluvial et le forçage de marée aux sites précédents pour les treize premières heures à deux dates : le 31 mai 2006 (crue) et le 1er octobre 2006 (étiage). Deux ellipses apparaissent pour chacun des sites. Elles sont séparées d'une distance qui varie en fonction de la distance à l'embouchure. Plus le site de mesure est aval, plus les cycles sont proches.

Les courbes obtenues pour les canaux sud (figure 4.18a) et nord (figure 4.18b) sont proches. Elles forment dans les deux cas des ellipses décalées pour les deux dates considérées. Pour le canal sud, les variations de débit et de hauteur sont proches en période de crue et d'étiage : 320 000 $m^3.s^{-1}$ pour une variation de hauteur 0,97 m en mai contre 315 600 $m^3.s^{-1}$ et 0,96 m en octobre. Il en est de même pour le canal nord, avec des valeurs de débit plus faibles : 210 900 $m^3.s^{-1}$ pour 1,13 m en crue contre 208 300 $m^3.s^{-1}$ et 1,06 m en étiage.

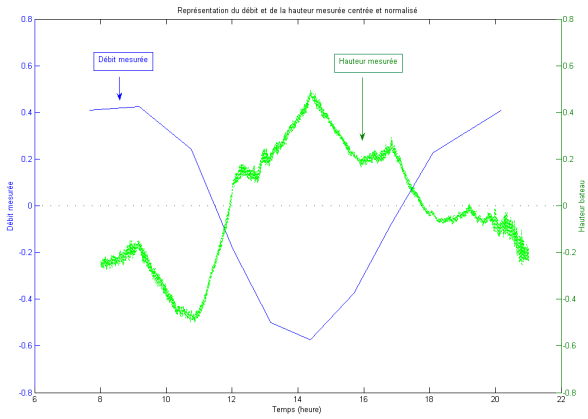
À Gurupa (figure 4.18c), les variations de débit sont plus faibles que dans les canaux, les ellipses se sont aplaties. Les variations de débit sont de l'ordre de 48 600 et 59 100 $m^3.s^{-1}$ respectivement pour les mois de mai et octobre. Les élévations correspondantes varient de 1,16 m (mai) et de 1,26 m (octobre).

Les relations entre le débit et l'élévation ont une allure triangulaire aux alentours d'Almeirim (figure 4.18d). Les variations commencent à nettement diminuer : 27 700 $m^3.s^{-1}$ pour 0,62 m en mai et 35 000 $m^3.s^{-1}$ pour 0,71 m en octobre.

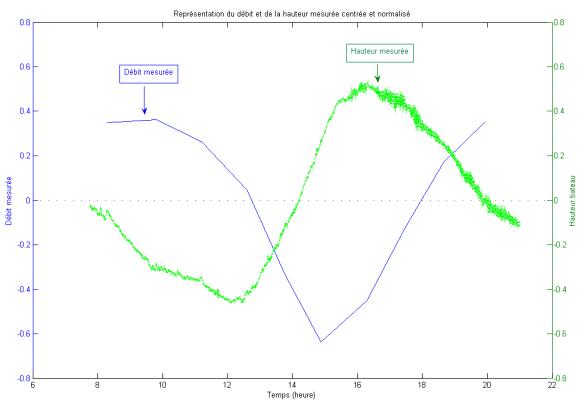
Un hystérésis apparaît à Prainha (figure 4.18e) et reste présent à Santarem (figure 4.18f). Les ellipses se referment et deviennent de plus en plus verticales, jusqu'à l'être totalement à Óbidos.

Les relations obtenues à Óbidos ne devraient pas être présentes. Les élévations de hauteurs sont inférieures au centimètre alors que le débit varie de 11 500 $m^3.s^{-1}$ en mai à 19 700 $m^3.s^{-1}$ en octobre. Ces variations de débit sont liées à la présence de la marée dans le signal de débit et son absence dans le signal des élévations.

Les cycles hydrologiques sont correctement traduits par le modèle. Les cycles sont différents en fonction des périodes, crue et étiage, et cette différence est d'autant plus marquée lorsque les mesures sont réalisées vers l'amont. Autour de la zone amont, les relations devraient varier peu. Les variations observées sont liées aux variations du débit. Il a été noté précédemment que les estimations du débit ne sont pas exactes pour le moment.



(a) Canal sud : élévations et débits normalisés en fonction du temps



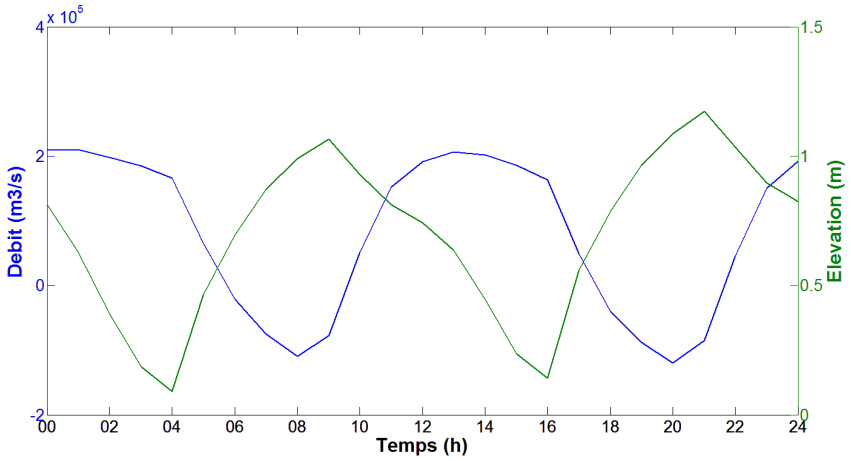
(b) Canal nord : élévations et débits normalisés en fonction du temps

FIGURE 4.19 – Observations issues du rapport de stage de G. Detant

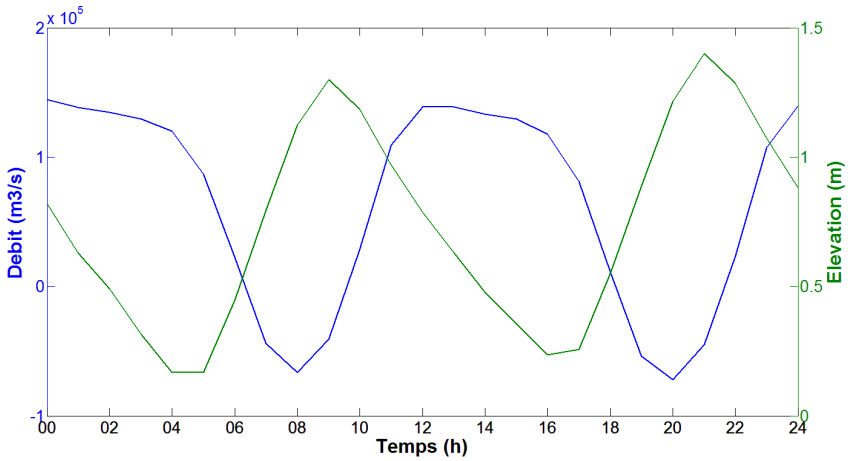
En mai–juin 2008, a eu lieu une campagne terrain au niveau des canaux nord et sud. Il en est ressorti deux courbes mettant en parallèle les évolutions temporelles du débit et des élévations (figures 4.19a et 4.19b). Sur la figure 4.19a, correspondant aux mesures réalisées dans le canal sud, les

courbes d'élévation et de débit sont en quadrature de phase. Pour le canal nord, les deux courbes sont aussi déphasées, le déphasage est difficile à déterminer mais il semble être du type quadrature de phase (figure 4.19b).

Les mêmes types de courbe sont tracés pour la même période (crue) à partir des données du modèle pour les deux canaux. La figure 4.20a représente les élévations et débits obtenus pour le canal sud. Les deux courbes sont en déphasage, les élévations et débits semblent être en quadrature de phase. La figure 4.20b correspond aux courbes obtenues pour le canal nord. Le déphasage entre les deux ondes est difficile à estimer mais il semble être plus proche de la quadrature que de l'opposition de phase. Avec un échantillonnage temporel horaire, les maxima et minima ne sont pas clairement définis.



(a) Canal sud



(b) Canal nord

FIGURE 4.20 – Débits ($m^3.s^{-1}$) et élévations (m) simulés en fonction du temps

Le modèle reproduit l'effet elliptique observé en cas de présence de marée. Les ellipses deviennent de plus en plus étroites avec la perte d'influence de la marée. Les décalages entre les fronts des courbes d'élévations et de débits sont observables avec les données du modèle.

Nous avons réussi à mettre en place une modélisation réaliste du fleuve Amazone. Les caractéristiques physiques du fleuve sont correctement représentées : vitesse de propagation de l'onde de marée,

déphasage entre les mesures de débit et de hauteur, positionnement des maxima d'amplitude des composantes de marée. À partir de ces résultats, nous pouvons créer des données virtuelles de la mission SWOT.

4.4 Les observations synthétiques de SWOT

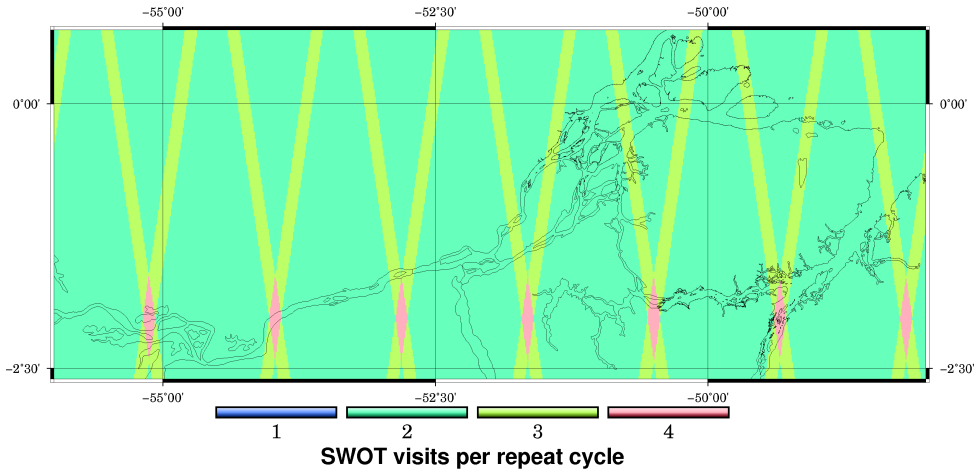


FIGURE 4.21 – Nombre de passages SWOT sur le site d'étude par période de répétitivité (22 jours)

Lorsque la zone nadir (trou de 20 km entre les deux fauchées) est comblée par un altimètre nadir, le maximum de couverture atteint est de 4 passages par cycle (figure 4.21). Les observation synthétiques SWOT sont simulées à l'aide du simulateur présenté au chapitre 3. Les deux fauchées de 60 km sont considérées. Les erreurs prises en compte sont : celle due à une variation de longueur de mât de 50 μm, un angle de roulis de 0,04 arsecond, le bruit thermique et l'erreur liée à la perte de cohérence. Les sorties obtenues par le simulateur sont dans la même configuration que le modèle T–UGOm (figure 3.11). Dans cette partie, j'essaie d'extraire deux caractéristiques du fleuve à partir des données SWOT : la pente et la propagation de l'onde de marée.

4.4.1 La mesure de la pente du fleuve

Les produits finaux de SWOT seront des hauteurs de surface d'eau et des estimations de pente. Or dans le cas de l'estuaire amazonien, la pente varie en partie en fonction de la marée. Ici sont présentées les différentes estimations possibles et comment évolue la pente dans cette région du fleuve. Ensuite, j'observe si la pente peut être considérée comme stable à certains endroits. Pour cela, je me place dans la configuration de l'orbite d'une répétitivité d'un jour et compare les élévations obtenues via « SWOT » à celles observées c'est-à-dire issues de la simulation hydrodynamique.

Dans une seule fauchée SWOT, il est possible d'observer la différence d'élévation entre les points amont et aval, figure 4.22. Sur cette image la différence est d'environ 0,70m, sur une distance 150km. La pente du fleuve Amazone observée est faible 0,5cm/km. Cependant, les variations entre Gurupa et Porto do Santana (séparés d'une distance de 150km) peuvent varier de quelques centimètres à 2 m

selon l'heure d'observation (figures 4.15). La figure 4.23 représente les élévations de différents points de la fauchée au cours d'une journée. La configuration observée par SWOT ce jour là correspond à un des plus grands écarts entre le point le plus en aval (D ou E) et celui le plus en amont (A). La valeur de la pente qui sera mesurée contient l'information de marée.

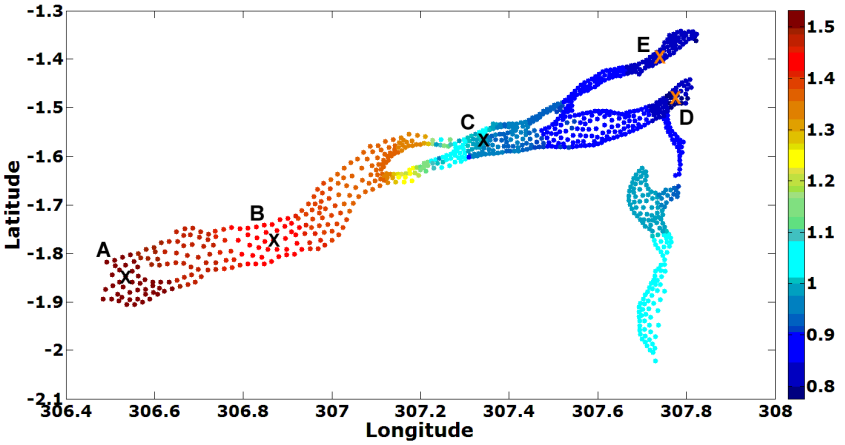


FIGURE 4.22 – Observation SWOT le 1er décembre 2006

Les estimations de la pente varient avec la longueur du segment considéré. Dans le cas de cette observation SWOT, entre les points A et B la pente estimée est de 0,17 cm/km. Elle devient égale à 0,52 cm/km entre A et C ou à 0,44 cm/km entre A et E. La pente varie selon les secteurs considérés : entre les points B et C elle atteint 0,70 cm/km contre 0,30 cm/km entre C et D.

Une « reconstitution » du fleuve est réalisée en utilisant les observations T–UGOm du mois de décembre avec l'orbite à un sous-cycle à 1 jour. Cela correspond à une juxtaposition des traces chaque jour. Les élévations du fleuve sont reconstituées sur 3 jours d'observations (figure 4.24a). Le résultat obtenu est comparé avec les élévations du modèle pour le deuxième jour d'observation (figure 4.24b).

La figure 4.24a représente la pente obtenue avec une orbite avec un sous-cycle à 1 jour. Les variations de pente sont observables. Il semble que l'eau s'écoule d'Óbidos jusqu'à Almeirim, puis la pente s'inverse sur le tronçon Almeirim–plateau. Ce phénomène est observable pour les sorties du modèle du deuxième jour (figure 4.24b). L'inversion des pentes est connue dans le cas de l'Amazone. Il semble que les reconstitutions peuvent aider à mettre en évidence l'inversion de la pente du fleuve.

La différence entre la reconstitution et la pente observée le deuxième jour atteint 0,8 m au niveau du canal nord (figure 4.24c) . Les différences sont plus élevées près de l'embouchure qu'en amont du fleuve. La figure 4.24d représente les erreurs SWOT lors de chaque passage. Les erreurs sont du même ordre de grandeur à chaque passage, entre -15cm et 20cm, avec des maxima au nadir et en bord de fauchée. La comparaison entre les deux images : 4.24c et 4.24d révèlent que les erreurs de mesures SWOT ne sont pas la cause directe des différences entre reconstruction et observation mais que la marée induit de rapides variations de la surface dans le secteur allant d'Almeirim au plateau pour pouvoir supposer que la pente reste constante d'un jour à l'autre.

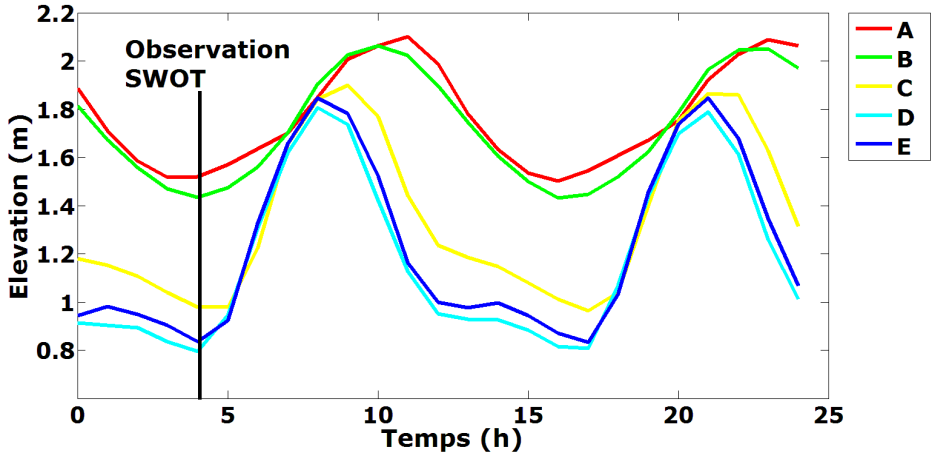


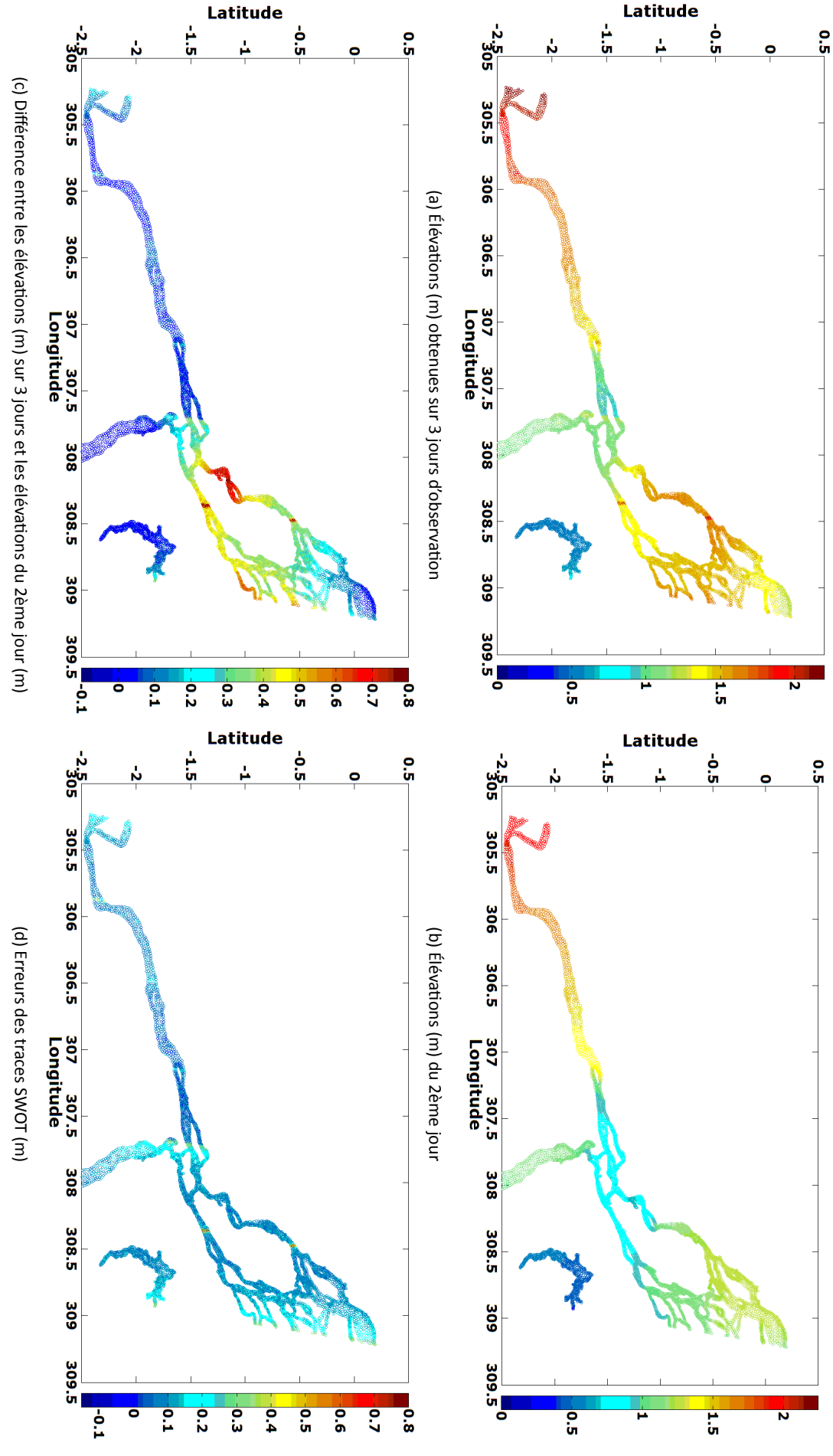
FIGURE 4.23 – Élévations de différents points de la fauchée au cours de la journée de mesure SWOT

Le souhait des agences spatiales d'estimer les pentes des fleuves doit tenir compte de la forte variabilité des pentes dans les régions estuariennes. L'estimation de la pente varie en fonction de l'heure d'observation (marée haute, marée basse), et de la longueur de la section considérée. Il semblerait que la pente reste à peu près stable, d'un jour sur l'autre, en amont d'Almeirim. La reconstitution a été réalisée en période d'étiage, période durant laquelle le signal de marée est plus présent. Néanmoins, les erreurs de hauteur sont du même ordre de grandeur que les erreurs SWOT. L'inversion de la pente du fleuve sera observable avec les données SWOT. Ce qui indique la propagation de l'onde de marée à travers le fleuve.

4.4.2 La mesure du débit

Dans certains cas, le débit peut être estimé à partir des mesures de pente. Il est proportionnel à la largeur du fleuve et à la racine carrée de la pente. *LeFavour and Alsdorf* [2005] ont évalué la pente de l'Amazone en amont de Manaus à partir de mesures de pente extraites de SRTM, de mesures de largeur issues de l'article de *Hess et al.* [2003] et de profondeurs moyennes issues de cartes de navigation. Bien que les erreurs de mesures de SRTM soient élevées, écart-type de 5,51 m, ils ont réussi à estimer le débit et des valeurs de pente correspondant aux mesures in situ. Pour cela, il leur a fallu estimer la pente sur des longueurs de 733 km. Cette distance minimale est obtenue via la relation $2\sigma/RL = S_{min}$, où RL est la longueur du segment sur lequel la pente sera estimée, S_{min} la pente la plus faible observée (1,5 cm/km pour l'Amazone) et σ est l'erreur de mesure (5,51 m pour SRTM). En estimant que l'erreur de mesure de SWOT sera, dans les cas de présence de végétation dense, de l'ordre de 50 cm, la longueur sur laquelle la pente doit être estimée est de 133 km. En considérant une pente de l'ordre de 0,50 cm/km, il est nécessaire d'avoir une longueur de 200 km. Une fauchée complète SWOT est de l'ordre de 140 km, il sera donc possible d'estimer le débit à l'aide d'une fauchée SWOT en amont d'Óbidos.

Le débit est relié à la pente par la relation : $Q = \left(\frac{k}{n}\right) W Z^{5/3} S^{1/2}$ [*Bjerklie et al.*, 2003] où W est la largeur du fleuve, Z sa profondeur et S la pente. En considérant les autres termes connus, l'erreur sur le débit est proportionnelle à la racine de l'erreur sur la pente. Cela revient à dire que pour une estimation du débit avec une précision de 2,5%, il est nécessaire d'avoir une précision de 6,3% sur la



(a) Élévations (m) obtenues sur 3 jours d'observation

(b) Élévations (m) du 2ème jour

(c) Différence entre les élévations (m) sur 3 jours et les élévations du 2ème jour (m)

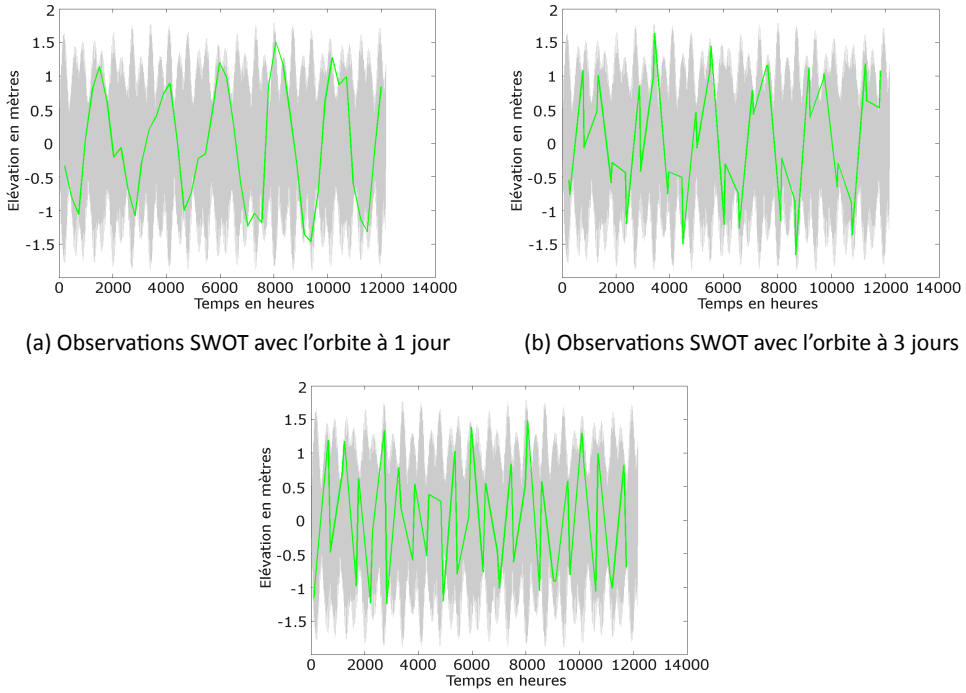
(d) Erreurs des traces SWOT (m)

FIGURE 4.24 – Reconstitution du fleuve

pente [*LeFavour and Alsdorf*, 2005]. Un calcul d'erreurs relatives entre le débit et la pente conduit à la conclusion que l'erreur relative de débit est proportionnelle à la moitié de l'erreur relative sur la pente. Une erreur relative de 50% sur la pente induit une erreur relative de 25% au niveau du débit.

Compte-tenu de la section précédente, les estimations de la pente auront une erreur élevée. Le débit pourra être estimé à l'aide de modèles hydrodynamiques tels que T–UGOm. Plusieurs méthodes sont envisageables. L'une d'entre elle est l'assimilation de données. Cette méthode consiste en l'implémentation dans le modèle des observations in situ. Ainsi les données du modèle sont « forcées » par le biais de conditions limites supplémentaires imposées à un instant t donné. Les estimations de débit du modèle sont alors liées aux élévations observées.

4.4.3 La marée



(a) Observations SWOT avec l'orbite à 1 jour

(b) Observations SWOT avec l'orbite à 3 jours

(c) Observations SWOT avec l'orbite à 7 jours

FIGURE 4.25 – Superposition des élévations du modèle (gris) et des points d'observations SWOT (vert)

La marée a une vitesse de propagation importante. Elle couvre la distance entre Gurupa et Almeirim, 100 km environ, en 1h30. Ce qui équivaut à 15m/s. Pour cette raison, deux points séparés d'une distance de 1 km ne peuvent être considérés comme étant en phase ou équivalent. La fauchée SWOT entière ne peut pas être considérée pour retirer le signal de marée avec les outils à ma disposition. L'analyse est effectuée sur des zones ponctuelles. L'échantillonage SWOT est réalisé sur les sites précédents sensibles à la marée (Porto do Santana, Gurupa et Almeirim) ainsi que sur le plateau (coordonnées : -48,17°E -1,41°N).

Les figures 4.25 présentent pour chaque orbite possible les élévations observées par SWOT sur une période de 500 jours à Gurupa. Les données sont analysées avec la méthode d'analyse harmonique. Les trois orbites sont testées :

Onde	Orbite 1		Orbite 2		Orbite 3	
	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
M2	1.17	141.91	1.44	146.03	1.15	142.8
S2	0.33	91.59	0.39	106.88	0.33	287.83
N2	0.25	230.24	0.25	246.83	0.23	230.19
K2	0.07	79.09	0.07	95.1	0.006	104.95
K1	0.03	7.09	0.06	351.88	0.10	348.82
P1	0.01	7.09	0.1	228.56	–	–
2N2	0.04	320.50	0.16	307.35	0.03	318.14
Nu2	0.04	219.29	–	–	–	–
Mu2	0.07	262.50	–	–	–	–

TABLE 4.10 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues pour chacune des orbites au niveau du plateau

Onde	Orbite 1		Orbite 2		Orbite 3	
	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
M2	0.55	70	0.60	78	0.50	68.03
S2	0.18	42.52	0.12	45.65	0.10	221.55
N2	0.07	121.02	0.09	113.84	0.07	149.02
K2	0.04	39.57	0.02	37.47	0.03	42.58
K1	0.05	228.13	0.03	155.38	0.05	176.91
P1	0.01	228.13	0.05	31.68	–	–
2N2	0.02	273.62	0.003	254.76	–	–
Nu2	0.01	110.47	–	–	–	–
Mu2	0.02	177.99	–	–	–	–

TABLE 4.11 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues pour chacune des orbites à Porto do Santana

Onde	Orbite 1		Orbite 2		Orbite 3	
	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
M2	0.60	127.58	0.73	129.96	0.58	129.17
S2	0.24	84.65	0.11	157.07	0.12	290.40
N2	0.06	158.23	0.07	215.13	0.13	190.28
K2	0.06	77.47	0.02	196.46	0.04	350.23
K1	0.10	242.98	0.03	61.514	0.02	251.43
P1	0.03	242.98	0.02	15.08	–	–
2N2	0.07	241.12	0.05	96.12	0.02	99.92
Nu2	0.01	150.8	–	–	–	–
Mu2	0.008	259.21	–	–	–	–

TABLE 4.12 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues pour chacune des orbites à Gurupa

Onde	Orbite 1		Orbite 2		Orbite 3	
	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)	Amplitude (m)	Phase (°)
M2	0.31	178.75	0.37	154.15	0.33	162.06
S2	0.15	38.62	0.22	219.39	0.03	11.76
N2	0.04	358.55	0.05	203.34	0.09	280.64
K2	0.06	30.60	0.07	227.27	0.04	343.22
K1	0.07	246.87	0.03	300.21	0.01	249.75
P1	0.02	246.87	0.007	268.99	–	–
2N2	0.03	202.85	0.02	323.82	0.03	358.69
Nu2	0.004	355.86	–	–	–	–
Mu2	0.02	2.32	–	–	–	–

TABLE 4.13 – Amplitudes et phases des ondes de marées obtenues pour chacune des orbites à Almeirim

– orbite 1 : orbite avec un sous-cycle à 1 jour et une période de 21.86004
– orbite 2 : orbite avec un sous-cycle à 3 jours et une période de 21.86366
– orbite 3 : orbite avec un sous-cycle à 7 jours et une période de 21.85758

Les tableaux 4.10,4.11,4.12 et 4.13 présentent respectivement les ondes de marée extraites au niveau du plateau, de Porto do Santana, Gurupa et Almeirim. Les composantes quart-diurnes ne sont pas indiquées car les estimations de leur amplitude est de l'ordre du millimètre. Ces résultats sont comparés aux analyses harmoniques obtenues sur toute la durée de modélisation réalisée précédemment (tableaux 4.6, 4.7 et 4.8 de la section 4.3).

Au niveau du plateau, les amplitudes et phases obtenues pour *M2* et *N2* sont du même ordre de grandeur pour les trois orbites 1,2 m et 142°pour *M2* et 0,25 m pour *N2*, avec une légère surestimation de *M2* pour la deuxième orbite par rapport aux deux autres (1,44 m et 146°). Pour le même point, le modèle estime l'amplitude *M2* à 1,2 m (figure 4.12a) et une phase de -60°. La phase extraite pour *S2* n'est pas la même pour les trois orbites. Il semble qu'elle ne soit pas estimable correctement avec aucune des orbites.

À Porto do Santana, les amplitudes des différentes composantes sont du même ordre de grandeur pour les trois orbites. Les phases, par contre, ne concordent pas dans aucun des cas. L'analyse des données obtenues pour l'orbite 1 indique que *M2* a une amplitude de 0,55 m, proche de l'amplitude 0,56 m obtenue par analyse harmonique précédemment (tableau 4.6). Aucune des orbites ne permet d'obtenir la phase de *M2*, estimations aux alentours de 70°au lieu de 195,83°. En ce qui concerne *S2*, l'analyse des données extraites via la troisième orbite est la plus proche des caractéristiques extraites avec un échantillonnage horaire.

Pour Gurupa, l'orbite 1 permet une meilleure extraction de l'onde *M2*, 0,6 m/127.58° contre 0,62 m /253,4°(cf. tableau 4.7), tandis que pour *S2* il s'agit de l'orbite 3, avec 0,12 m/290,4° contre 0,12 m/287,64°. Pour les autres composantes, les trois orbites ne donnent pas les mêmes estimations.

Enfin à Almeirim, il semble qu'aucune orbite ne fournisse de valeurs correctes. Les amplitudes de *M2* sont du bon ordre de grandeur aux alentours de 0,33 m, ce qui n'est pas le cas de la phase. Les estimations pour *S2*, d'amplitude 0,07 m, sont surestimées dans le cas des orbites 1 (0,15 m) et 3 (0,22 m) et sous-estimées dans le cas de la deuxième orbite (0,03 m)

Les composantes de marée ne semblent pas être correctement dissociées. En effet, une période de 500 jours correspond à environ 50 observations SWOT, ce qui n'est pas suffisant pour extraire complètement le signal de marée. Lorsqu'un signal est échantillonné, un phénomène de repliement est observé. Les différentes fréquences du signal sont mélangées. Le critère de Rayleigh permet d'estimer les périodes de séparation de deux ondes de marée (tableaux en annexe A). Le temps d'observation nécessaire τ_e pour séparer deux ondes de période τ_1 et τ_2 est $\tau_e = \frac{\tau_1 \tau_2}{|\tau_1 - \tau_2|}$. Pour chaque orbite, les périodes de séparation et les temps de mesure nécessaires pour l'identification de chaque composante sont présentés dans les tableaux placés en annexe E.

Une durée de mesures de 500 jours n'est pas suffisante pour extraire toutes les composantes de marée correctement. Dans le cas de l'orbite 1, *M2* et *S2* ne sont dissociables qu'à partir de 544 jours contre 837 jours pour l'orbite 2 et 437 jours pour l'orbite 3. Les trois orbites ont des temps de séparation proches. Aucune ne semble être plus avantageuse qu'une autre. L'extraction des composantes de marée

nécessite de réaliser des simulations sur une période plus longue. Il faudra deux ans de mesures SWOT pour séparer correctement les composantes *M2* et *S2*. À titre de comparaison, il faut 3 ans de données T/P pour les dissocier. Les périodes de séparation de la mission SWOT sont tout à fait raisonnables. Les composantes de marée pourront être extraites des mesures de hauteur.

4.5 Conclusion

La modélisation de l'Amazone d'Óbidos au plateau amazonien a nécessité la mise en place d'un nouveau trait de côte reconstitué entièrement à la main. Les données ADCP récupérées n'ont pas permis de créer une nouvelle bathymétrie haute résolution mais celle initialement à disposition a pu être améliorée localement.

Les sorties du modèle ont été comparées aux mesures effectuées par *Kosuth et al.* [2009], aux données de trois marégraphes placés à Porto do Santana, Gurupa et Almeirim, aux analyses harmoniques fournies par la FEMAR et aux composantes extraites de données altimétriques. Le modèle traduit correctement le phénomène de propagation de l'onde de marée à l'intérieur du fleuve, en terme de vitesse de propagation de l'onde de marée. Le retard du creux observé dans les données in situ ainsi que les déphasages entre les courbes de débit et de hauteur sont reproduits dans les données du modèle.

La comparaison avec les données marégraphiques, de la FEMAR et de l'altimétrie n'ont pas permis de valider les amplitudes du modèle. Les conditions initiales n'étant pas correctes, les amplitudes du modèle ne sont pas comparables aux amplitudes des données in situ. Néanmoins, via les analyses de Fourier, les composantes dominantes le long du fleuve ont été mises en évidence. Il semblerait que la composante de marée *Msf* soit toujours présente mais d'amplitude constante. Étant donné que les amplitudes des autres composantes diminuent, la composante *Msf* devient dominante à partir de Prainha.

Les observations SWOT ont été créées à partir des sorties du modèle T–UGOm en prenant en compte un débit qui varie annuellement ainsi que le forçage de marée. SWOT sera capable d'observer l'inversion de la pente du fleuve. Cependant, pour évaluer la pente à l'intérieur de la fauchée, il sera nécessaire de retirer le signal de marée, du moins pour les mesures réalisées en aval d'Almeirim. La pente varie selon la longueur de l'échantillon choisi. Pour pouvoir estimer les pentes correctement, en plus du signal de marée, une étude doit être menée pour évaluer la longueur optimale pour extraire la pente de l'Amazone. La connaissance de la pente du fleuve permet d'estimer les débits. Compte-tenu de la présence de la marée, les estimations de pente peuvent varier de 3 cm/km à 0.03 cm/km. Une possibilité envisageable pour évaluer les valeurs de débit correspondantes aux hauteurs mesurées par l'instrument KaRIN de SWOT est d'utiliser un modèle tel que T–UGOm par le biais d'assimilation de données.

Les extractions des élévations obtenues par les trois orbites potentielles ont été testées sur différents sites : le plateau amazonien, Porto do Santana, Gurupa et Almeirim. Les valeurs obtenues dans les trois cas sont très proches. Quelque soit l'orbite choisie, les composantes de marée pourront être extraites des mesures de hauteur réalisées avec la mission SWOT.

Conclusion

Ces dernières années ont été marquées par de nombreuses catastrophes naturelles telles que les sécheresses et les inondations. À l'heure actuelle, ces événements ne sont malheureusement pas toujours prévisibles à temps et leurs conséquences économiques et surtout sociologiques peuvent être dramatiques. Par exemple, la sécheresse de l'été 2012 a diminué les récoltes céréalières de nombreux pays d'Europe, d'Asie et aux États-Unis. Les conséquences directes sont l'augmentation du prix des céréales mais aussi des viandes [9]. Si au niveau des pays développés, l'augmentation des prix des matières premières n'est pas dramatique, elle l'est par contre pour les pays en voie de développement qui dépendent des pays exportateurs. Le président de la Food and Agriculture Organization (FAO), Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, a d'ailleurs incité les pays producteurs à limiter la fabrication de bioéthanol (carburant extrait de maïs), afin de préserver les stocks céréaliers car elle craint l'apparition de nouvelles émeutes comme celles qui eurent lieu en 2008 [10]. L'organisation a de plus alerté sur la nécessité de mieux gérer les stocks d'eau douce disponibles [11].

Afin de mieux contrôler les ressources en eau, plusieurs réseaux de mesures in situ ont été mis en place dans différents pays. Ces réseaux sont nécessaires car ils servent à alimenter les modèles de prévisions climatiques, hydrologiques ou hydrodynamiques. Tous ces modèles ont pour objectif d'étudier le cycle de l'eau et d'en comprendre les différentes composantes. Certains permettent de réaliser des scénarios pour étudier l'évolution du climat comme le phénomène de réchauffement climatique. D'autres servent à comprendre les mécanismes qui régissent certains bassins ou encore comment s'y propagent différents éléments. Néanmoins, les données in situ ne sont pas totalement fiables, et certains sites ne peuvent pas être couverts car difficilement accessibles ou faute de moyens. Depuis les années 1970-1980, les techniques spatiales ont permis de pallier le manque de données en fournissant une grande quantité d'informations sur toute la Terre. L'altimétrie classique, par exemple, a permis d'estimer les variations des élévations des lacs, en plus de son objectif principal qui est l'observation des océans. Des

9. Article du journal *Le Monde* paru le 13 août 2012 :http ://www.lemonde.fr/planete/article/2012/08/13/la-secheresse-fait-flamber-les-prix-alimentaires_1745555_3244.html

10. Article du journal *Le Monde* paru le 10 août 2012 :http ://www.lemonde.fr/planete/article/2012/08/10/la-fao-reclame-une-suspension-de-la-production-de-bioethanol-de-mais-aux-etats-unis_1744806_3244.html

11. Article du site de la FAO : http ://www.fao.org/news/story/fr/item/154876/icode/

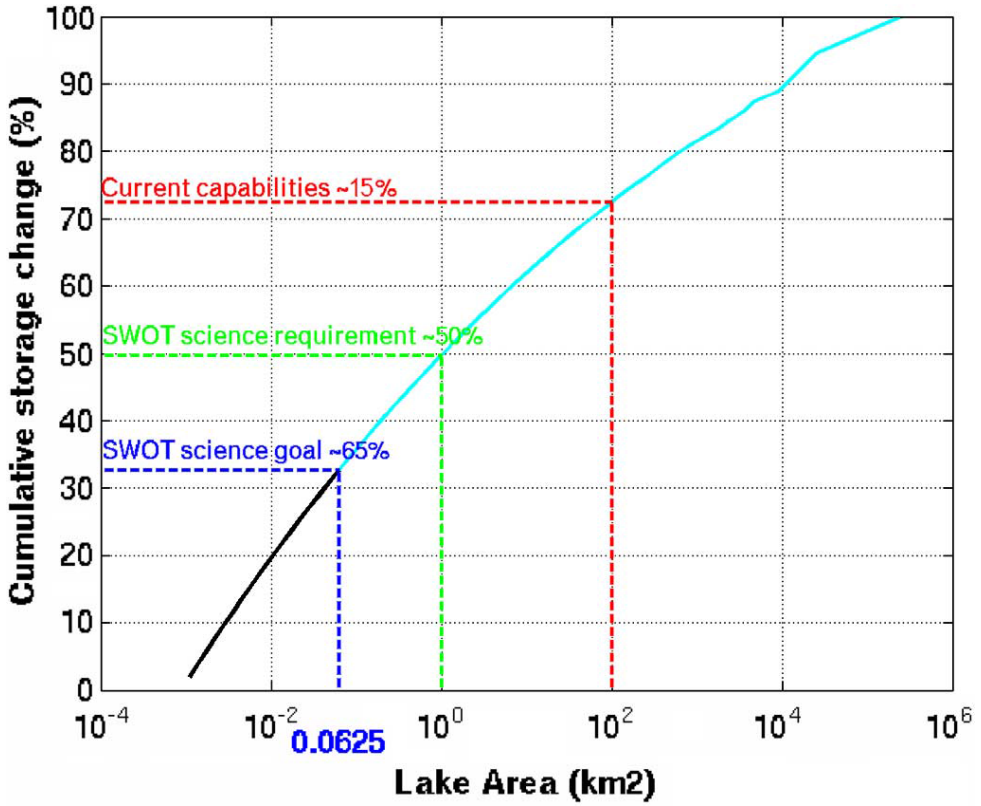


FIGURE 4.26 – Variation de volume cumulé en fonction de la taille des lacs, avec les limites d'observation. Rouge : capacité d'observation actuelle ; vert : objectif recommandé d'observation de SWOT ; bleu : objectif d'observation du SWOT. Figure 12 de l'article[*Biancamaria et al.*, 2010]

estimations de surfaces en eau comme la classification des zones d'inondation et l'estimation des largeurs de fleuves ont été possible grâce aux technologies spatiales comme l'imagerie optique et radar. Toutefois, une grande partie des lacs et des fleuves ne sont pas observés avec une fréquence temporelle et spatiale suffisante. *Biancamaria et al.* [2010] ont estimé qu'à l'heure actuelle seuls 15% des lacs étaient observés et surveillés par les techniques spatiales, limite rouge sur la figure 4.26. La mission SWOT a pour objectif d'observer les lacs de superficie égale à $(250m)^2$, soit $0,0625km^2$, ce qui correspond à 65% des surfaces d'eaux (limite bleu sur la figure 4.26).

Cette mission sera une grande avancée technologique et scientifique. Effectivement, sa configuration est unique, pour l'instant aucune mission d'imagerie radar n'observe la Terre à des angles de visée si proches du nadir. Elle sera dédiée aux océans et aux surfaces d'eaux continentales, et permettra d'évaluer les réservoirs en eau et les débits des fleuves. L'objectif final de ce travail de thèse était d'évaluer l'apport de SWOT à l'étude de l'estuaire amazonien. Pour cela, il a fallu d'abord développer des outils pour modéliser et caractériser la précision de la future mission.

Plusieurs méthodes ont été mises en place et évaluées. La première a été mise au point suite à une demande du CNES. Elle consistait en la modélisation des coefficients de rétrodiffusion radar de trois types de surface : eau, sol nu et végétation. Cet outil a permis de montrer que la végétation a un coefficient de rétrodiffusion radar généralement plus faible que celui de l'eau. La différence entre l'eau et la végétation est comprise entre 10 et 20 dB et dépend fortement des paramètres de rugosité. En effet, pour modéliser ces deux milieux, un modèle d'approximation « géométrique optique », qui semblait le plus pertinent dans ce cadre, a été utilisé. Les seuls paramètres qui permettent de différencier les deux

types de surface sont la constante diélectrique et la rugosité. Les domaines de validité de ces modèles est à discuter et il semblerait judicieux de mettre en place des modèles de rétrodiffusion radar adaptés à la bande Ka. C'est d'ailleurs dans cette optique que seront utilisées les données issues des campagnes aéroportées menées par l'ONERA.

Le *layover* est une source d'erreur importante pour l'estimation des hauteurs des surfaces d'eau. Généralement causé par le relief, il peut être dû aussi à la présence de végétation. Afin d'estimer l'impact de ce phénomène lié à la végétation, j'ai mis en place un modèle interférométrique. Suite à l'étude bibliographique menée sur les coefficients de rétrodiffusion radar, j'ai opté sur une modélisation simple. Il a été mis en évidence que l'ordre de grandeur de l'étendue de la zone de *layover* est fonction de la hauteur de végétation : plus les arbres sont grands, plus ils sont sources d'erreur. Les erreurs liées à la densité de végétation pour une hauteur d'arbre donnée ont été quantifiées. En simulant des cas de forêts inondées, il est apparu que les zones d'inondation sont détectables par SWOT dans le cas où la fraction de trou est supérieure à 10%. En effet, en comparant les résultats obtenus pour une forêt sèche et une forêt inondée, j'ai constaté une estimation de hauteur beaucoup plus faible dans le second cas. Les observations temporelles de SWOT permettront d'observer les évolutions des forêts inondées. Les modèles de rétrodiffusion utilisés étant simples, l'ordre de grandeur des erreurs d'estimation de l'eau des zones inondées n'ont pas été définis. La prochaine étape est de complexifier le modèle utilisé pour la végétation en se basant sur le « cloud water model » proposé par *Attema and Ulaby* [1978]. Une étude récente a mis en évidence à l'aide des données de TanDEM–X (interféromètre en bande X) que pour modéliser une végétation tropicale comme la forêt brésilienne et indonésienne, elle doit être considérée comme un ensemble d'amas de rétrodiffuseurs [*De Zan et al.*, 2013].

Un simulateur d'images SWOT a été mis en place pour préparer les chaînes de traitement et estimer les erreurs de mesure SWOT liées à l'attitude de la plateforme. En raison des temps de simulation, cet outil mis en place pour le CNES n'a pas été utilisé durant cette thèse pour évaluer l'impact du roulis. Il a permis néanmoins d'appréhender les autres sources d'erreurs de mesures. Le module permettant le passage de l'interférogramme aux hauteurs n'étant pas implanté, un autre simulateur fournissant directement des hauteurs de surface d'eau a été mis en place. Initialisé par S. Biancamaria durant sa thèse, des erreurs résiduelles plus réalistes ont été implémentées et une interface graphique rajoutée afin de faciliter son utilisation. Les données issues de ce simulateur sont des élévations d'eau avec l'erreur SWOT associée, les temps de passage du satellite au-dessus de la zone considérée et le nombre d'observations. Ces sorties ont été utilisées dans des études d'assimilation : sur le fleuve Ohio avec le modèle LISFLOOD par K. Andreadis (présentation à l'IGARSS2011) ; le bassin amazonien avec un modèle hydrologique à grande échelle HyMAP (Hydrological and Analysis Platform) par M. Mouffe ; le delta intérieur du Niger avec le modèle hydrologique ISBA couplé au modèle de routage TRIPP[*Pedinotti*, 2012]. Mais il a été utilisé aussi pour évaluer les incertitudes sur les estimations de débit liées à l'échantillonnage temporel [*Papa et al.*, 2012].

Les estuaires sont des systèmes hydrodynamiques complexes, deux interactions entre en jeu : le débit du fleuve et la marée. Dans le cas de l'Amazone, les oscillations de marée peuvent être ressenties jusqu'à Óbidos (situé à environ 1 000 km de l'embouchure). L'Amazone est le plus grand fleuve du monde en terme de débit, il représente à lui seul 17% des apports en eau douce dans les océans. La modélisation a porté sur le fleuve et le plateau amazonien, la zone couverte par le modèle remonte jusqu'à Cayenne en Guyane et a été réalisée à l'aide du modèle hydrodynamique T–UGOm. La bathymétrie est une donnée essentielle pour la modélisation de la marée, car elle influe sur son mode de propagation.

Afin d'affiner la bathymétrie initiale, des mesures ADCP effectuées durant des campagnes terrain entre 1992 et 2010 ont été traitées. Malheureusement, les données sélectionnées n'étaient pas assez nombreuses pour pouvoir construire une bathymétrie détaillée. Elle a donc été améliorée localement, aux alentours de certaines îles, ce qui a permis de corriger la profondeur des canaux. Les sorties du modèles ont été comparées à des mesures in situ et altimétriques. Le modèle traduit correctement le phénomène de propagation de l'onde de marée à l'intérieur du fleuve, les vitesses de propagation sont du même ordre de grandeur que les données in situ et le retard du creux de l'onde est observé. Les différentes analyses indiquent que l'impact des ondes de haute fréquence diminue en remontant le fleuve et les ondes basses fréquences persistent. Parmi les ondes basses fréquences, il y a l'onde annuelle du débit fluvial qui entre en jeu. Sa période étant de 365 jours, elle se confond avec l'onde harmonique de marée annuelle *Sa* de période 365,242 jours. Les amplitudes des hauteurs issues des simulations ne sont pas du bon ordre de grandeur. L'altitude fixée à Óbidos n'est apparemment pas suffisante pour pouvoir comparer directement les données du modèle aux élévations in situ. Les comparaisons ne sont pas réalisables en absolu. Seuls les rapports entre les élévations observées aux différentes périodes (crue, étiage) des mesures terrain et du modèle sont comparables. La différence d'amplitude des élévations du modèle avec les observations induit de fortes erreurs sur l'estimation des amplitudes des différentes composantes harmoniques du fleuve. Les erreurs sont alors plus élevées sur la composante *M2* que sur celles qui ont une amplitude plus faible telles que *M4* ou *S2*.

La zone amont du fleuve est moins influencée par la marée que la partie avale. L'estimation de la pente du fleuve est plus stable pour la zone amont. En effet, l'onde de marée a une vitesse de déplacement moyenne de 15 m/s (54 km/h), les différents points de la fauchée ne sont pas tous en phase durant un passage SWOT. Pour extraire la pente du fleuve au niveau des estuaires, il faudra retirer le signal de marée.

Les extractions des élévations obtenues par les trois orbites potentielles ont été testées sur quatre sites : le plateau amazonien, Porto do Santana, Gurupa et Almeirim. Les valeurs obtenues dans les trois cas sont très proches. Il faudra deux ans de données SWOT pour séparer les deux composantes de marée *M2* et *S2*, responsables de 70% du signal de marée. À titre comparatif, il fallait trois ans de données T/P pour dissocier ces deux composantes. Nous sommes dans des échelles de temps d'extraction tout à fait raisonnables

Les simulations des données SWOT nécessitent des améliorations au niveau des estimations des erreurs. Un certain nombre d'erreurs ne sont pas encore prises en compte. Par exemple, le contenu de vapeur d'eau dans l'atmosphère engendre un retard du signal. Il est généralement quantifié à l'aide d'un radiomètre. Cet instrument fonctionne très efficacement sur l'océan mais ses données sont difficilement exploitables sur les continents. Il faudra utiliser d'autres méthodes pour estimer le contenu en eau dans l'atmosphère. Il existe différents modèles développés par les météorologues qui estiment le contenu en eau en différents points du globe à partir de données issues de mesures in situ. Il existe d'ailleurs des produits obtenus à l'aide de stations GPS. Le principe repose sur le fait que le GPS utilise deux ondes de fréquences différentes qui sont donc impactées différemment par l'eau contenue dans l'atmosphère. Un GPS, placé à un point fixe pendant de longues périodes, a une position connue avec une grande précision. Les variations de précision sur sa position sont liées au retard des ondes. Par inversion des données GPS, il est possible d'obtenir le contenu en eau de l'atmosphère. Les futures données SWOT pourraient être corrigées de l'impact de l'atmosphère à l'aide de ce type de modèle.

Pour évaluer l'impact du layover sur les données SWOT, j'ai utilisé des modèles de rétrodiffusion simplifiés. Il est nécessaire de les raffiner afin de mieux quantifier les erreurs liées à la présence de végétation. Tout d'abord, il conviendrait d'utiliser le modèle GO pour modéliser le coefficient de rétrodiffusion de l'eau. Ce dernier a fourni de bons résultats dans de nombreux cas. En ce qui concerne la végétation, l'idée initiale est d'utiliser le « cloud water model » proposé par *Attema and Ulaby* [1978], puis de l'affiner à l'aide de mesures aéroportées. Une fois ce module terminé, il pourra être intégré dans le simulateur qui estime les erreurs SWOT. L'objectif à long terme est de mettre en place un simulateur simple d'utilisation et qui fournisse des précisions réalistes.

Au niveau de la modélisation de l'Amazone, la bathymétrie n'a pas pu être complétée comme espérée. Pour pallier ce manque d'information, il est nécessaire de réaliser une campagne terrain dédiée à la mesure de bathymétrie. Les hauteurs finales du modèle ne correspondent pas aux élévations observées, il est nécessaire de fournir une élévation correcte à Óbidos pour que les mesures soient comparables, voire d'intégrer des forçages atmosphériques. *Calmant et al.* [2012] ont estimé que la règle située à Óbidos a un écart de 3,58 m avec les données altimétriques. Dans notre modélisation, il serait nécessaire de fournir en entrée une altitude moyenne qui prennent en compte cet écart.

La mission SWOT permettra de mesurer les fleuves avec une précision supérieure à l'altimétrie classique. L'obtention de cartes de hauteurs fournira les estimations de pente et donc de débit. En raison de l'influence de la marée, il sera nécessaire d'utiliser un modèle hydrodynamique, fournissant des estimations de débit. Par méthode d'assimilation, il sera possible d'estimer le débit associé à la pente mesurée par l'instrument KaRIN. Cette dernière partie n'a pas pu être réalisée durant la thèse mais peut être mise en place par la suite, des schémas d'assimilations étant développés au sein du laboratoire et adaptés au modèle T–UGOm.

La propagation de l'onde de marée à travers le fleuve sera observable à l'aide de SWOT. Cependant, deux ans d'observations seront nécessaires afin d'extraire les différentes ondes de marée. La combinaison des données SWOT avec les données des futures altimètres classiques permettra d'augmenter les échantillonnages et d'améliorer les modèles de marée.

ANNEXES

ANNEXE A

Composantes des potentiels de marée

Les tableaux suivants sont tirés du livre de *Simon and Gonella* [2007]. Ils répertorient les différentes composantes des potentiels lunaire et solaire : leur appellation, leur vitesse angulaire et période.

Par exemple sur les côtes françaises, nous sommes habitués à voir les changements de marée deux fois par jour. Il s'agit de la composante M2 qui est dominante sur nos côtes, sa période est de 12,42 h.

Symbole	Nom de la composante	Vitesse angulaire degré/heure	Période jours ou heures	Coefficient $u \times 10^5$
	Terme constant	00,000 000 00		50 458
	Longues périodes		*Jours*	
M*m*	mensuelle	00,544 374 68	27,554 551 21	8 253
M*sf*	variationnelle	01,015 895 76	14,765 294 42	1 367
M*f*	bimensuelle	01,098 033 04	13,660 791 11	15 640
	Diurnes		*Heures*	
$2Q_1$	elliptique 2e ordre	12,854 286 23	28,006 222 48	952
Q_1	Elliptique majeure	13,398 660 92	26,868 356 63	7 206
ρ_1	évectionnelle	13,471 514 52	26,723 053 25	1 368
O_1	lunaire principale	13,943 035 60	25,819 341 66	37 689
M_1	Elliptique mineure	14,496 693 96	24,833 248 26	2 961
K_1	déclinationnelle	15,041 068 64	23,934 469 59	36 232
J_1	elliptique secondaire	15,585 443 32	23,098 476 73	2 959
OO_1	lunaire 2e ordre	16,139 101 68	22,306 074 22	1 615
	Semi-diurnes		*Heures*	
$2N_2$	elliptique 2e ordre	27,895 354 87	12,905 374 45	2 300
μ_2	variationnelle	27,968 208 48	12,871 757 60	2 777
N_2	elliptique majeure	28,439 729 56	12,658 348 21	17 391
NU_2	évectionnelle majeure	28,512 583 16	12,626 004 38	3 302
M_2	lunaire moyenne	28,984 104 24	12,420 601 20	90 812
λ_2	évectionnelle mineure	29,455 625 32	12,221 774 13	669
L_2	elliptique mineure	29,528 478 92	12,191 620 20	2 567
K_2	déclinationnelle	30,082 137 28	11,967 234 80	7 852
	Tiers-diurne		*Heures*	
M_3		43,476 156 36	8,280 400 80	1 188

FIGURE A.1 – Composantes du potentiel lunaire, *tableau issu de [Simon and Gonella, 2007]*

Symbole	Nom de la composante	Vitesse angulaire degré/heure	Période jours ou heures	Coefficient $u \times 10^5$
	Terme constant	00,000 000 00		23 411
	Longues périodes		*Jours*	
Sa	annuelle	00,041 068 64	365,242 189 66	$u < 10^{-5}$
Ssa	semi-annuelle	00,082 137 28	182,621 094 83	7 245
	Diurnes		*Heures*	
P_1	solaire principale	14,958 931 36	24,065 890 22	16 817
S_1	radiationnelle	15,000 000 00	24,000 000 00	$u < 10^{-5}$
K_1	déclinationnelle	15,041 068 64	23,934 469 59	16 124
	Semi-Diurnes		*Heures*	
T_2	elliptique majeure	29,958 933 32	12,016 449 19	2 472
S_2	Solaire moyenne	30,000 000 00	12,000 000 00	42 286
R_2	elliptique mineure	30,041 066 68	11,983 595 78	437
K_2	déclinationnelle	30,082 137 28	11,967 234 80	3 643

FIGURE A.2 – Composantes du potentiel solaire, *tableau issu de [Simon and Gonella, 2007]*

ANNEXE **B**

Calibration d'un ADCP

Ici est présenté le fichier créé par le logiciel WinRiver, suite à une calibration d'un ACDP. À l'issu de la première calibration l'erreur au niveau de la boussole était de 1,1°. Une deuxième calibration successive a permis de diminuer l'erreur à une valeur 0,1°.

```
[BREAK Wakeup A]
WorkHorse Rio Grande Broadband ADCP Version 10.16
Teledyne RD Instruments (c) 1996-2007
All Rights Reserved.
>af

------------------------------------------------------------------------
                    Field Calibration Procedure
Choose calibration method:
    a.  Remove hard iron error (single cycle) only.
    b.  Remove hard and soft iron error (single + double cycle).
    c.  Calibration for a single tilt orientation (single + double cycle).
    d.  Help.
    e.  Quit.
c


------------------------------------------------------------------------
                    Field Calibration Procedure
          Calibration for Constant Tilt Applications (e.g., Rivers)

Select one:
    a.  Start calibration procedure.
    b.  Zero calibration coefficients (only constant tilt coefs).
    c.  Display correction coefficients.
    d.  Instructions.
    e.  Quit.
a


------------------------------------------------------------------------
                RDI Compass Error Estimating Algorithm


  Press any key to start taking data after the instrument is setup.



Rotate the unit in a plane until all data samples are acquired...
  rotate less than 5ø/sec.  Press Q to quit.

 N     NE     E      SE     S     SW      W      NW     N
 ^          ^           ^          ^           ^

**********************************************<**********
**
Calculating compass performance ...
```

>>> Total error: 1.1ø <<<

Press D for details or any other key to continue...
Calibration parameters have been updated in NRAM.

>af

Field Calibration Procedure
Choose calibration method:
a. Remove hard iron error (single cycle) only.
b. Remove hard and soft iron error (single + double cycle).
c. Calibration for a single tilt orientation (single + double cycle).
d. Help.
e. Quit.
c

Field Calibration Procedure
Calibration for Constant Tilt Applications (e.g., Rivers)

Select one:
a. Start calibration procedure.
b. Zero calibration coefficients (only constant tilt coefs).
c. Display correction coefficients.
d. Instructions.
e. Quit.
a

RDI Compass Error Estimating Algorithm

Press any key to start taking data after the instrument is setup.

Rotate the unit in a plane until all data samples are acquired...
rotate less than 5ø/sec. Press Q to quit.

N NE E SE S SW W NW N
^ ^ ^ ^ ^

**********<**********
**
Calculating compass performance ...

```
                >>> Total error:   0.1ø <<<

Press D for details or any other key to continue...


HEADING ERROR ESTIMATE FOR THE CURRENT COMPASS CALIBRATION:

  OVERALL ERROR:
    Peak Double + Single Cycle Error (should be < 5ø):  ñ 0.09ø

  DETAILED ERROR SUMMARY:
    Single Cycle Error:                          ñ 0.04ø
    Double Cycle Error:                          ñ 0.07ø
    Largest Double plus Single Cycle Error:      ñ 0.11ø
    RMS of 3rd Order and Higher + Random Error:  ñ 0.06ø

    Orientation:    Down
    Average Pitch:  -0.62ø      Pitch Standard Dev:   0.24ø
    Average Roll:   -2.94ø      Roll Standard Dev:    0.29ø

Successfully evaluated compass performance for the current compass calibration.


Press C to display Percent Horizontal Field Conponents
   Relative to Calibration or any other key to continue....


  Percent Horizontal Field Component Relative to Calibration:
       a0 + a1*cosé + b1*siné + a2*cos2*é + b2*sin2*é
      a0 =                                66.274%
      a1 =                                 0.023%
      b1 =                                -0.043%
      a2 =                                 0.030%
      b2 =                                 0.073%

      OneCycleK =                          0.000 tw_rad
      Add MagVar to get "OneCycOffset" =   297.744ø
Press any key to continue...
Calibration parameters have been updated in NRAM.
```

ANNEXE C

Transects

La carte C.1 répertorie tous les transects traités (rouge). Les numéros correspondent au numéro du transect

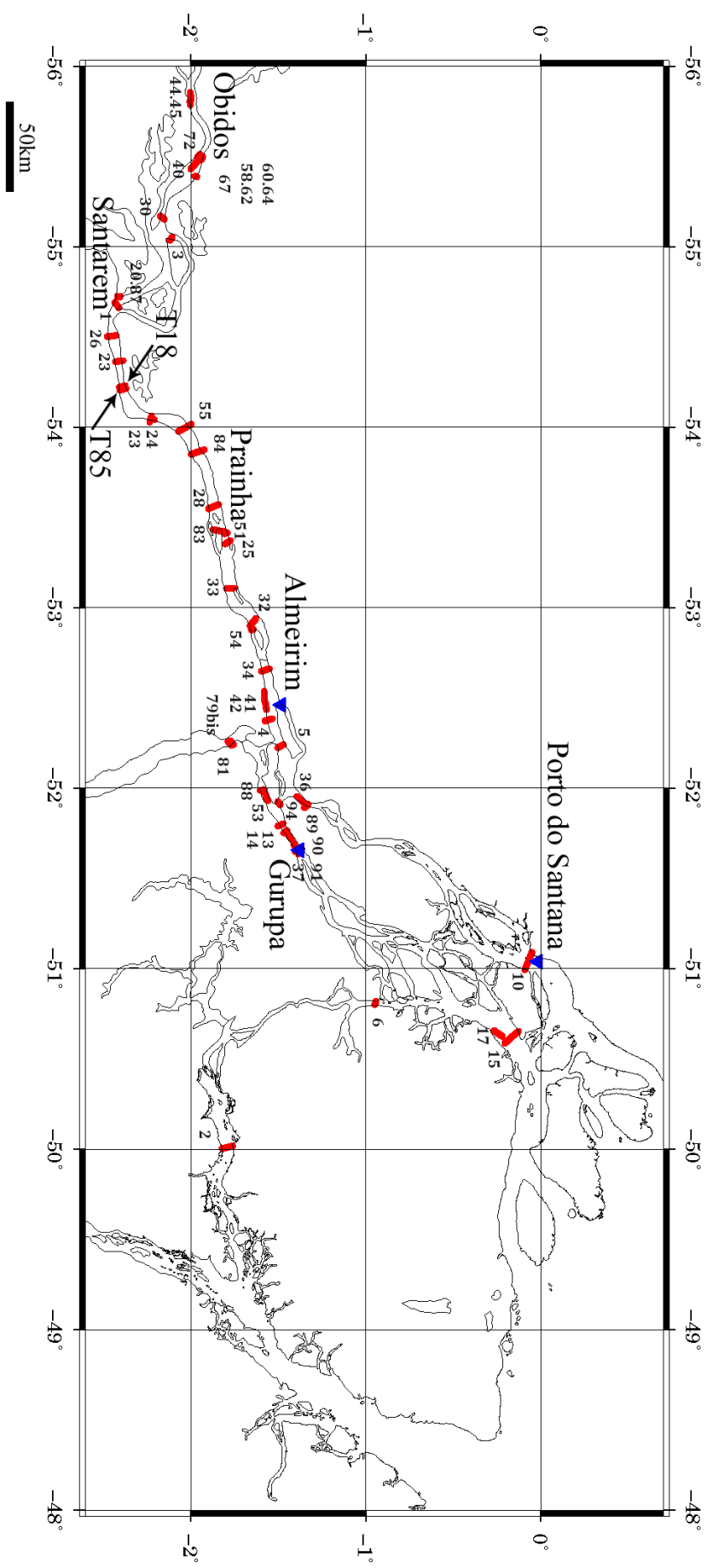
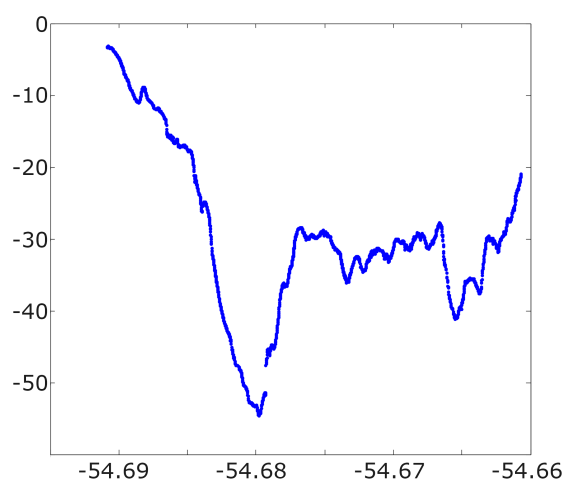
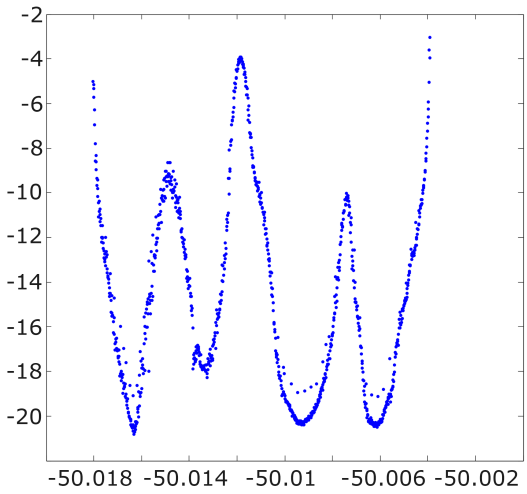


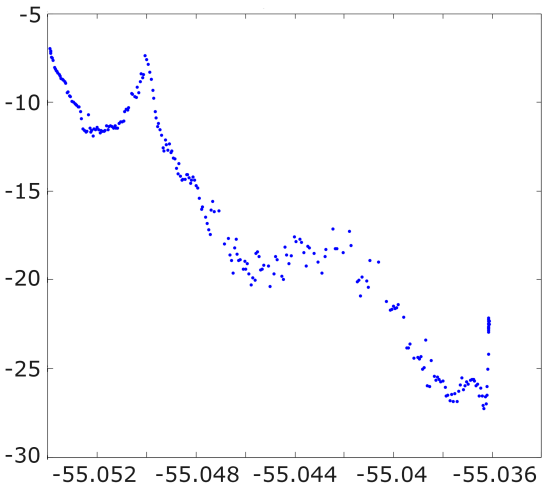
FIGURE C.1 – Transects retenus (rouge) et marégraphes (bleu)



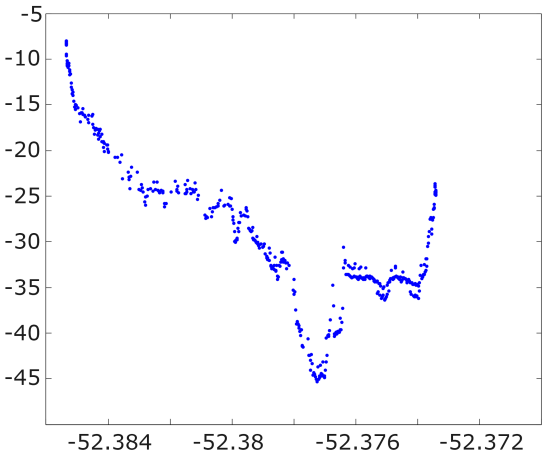
(a) Transect T1



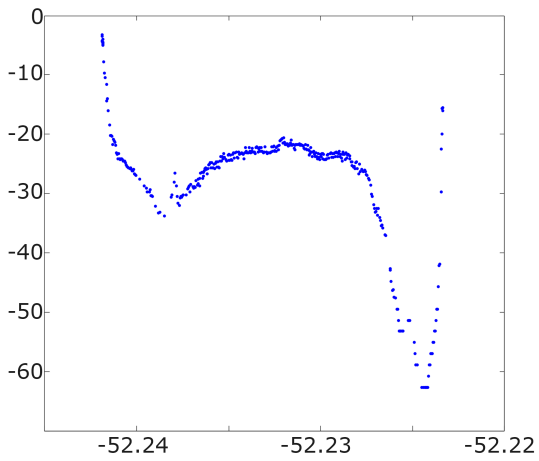
(b) Transect T2



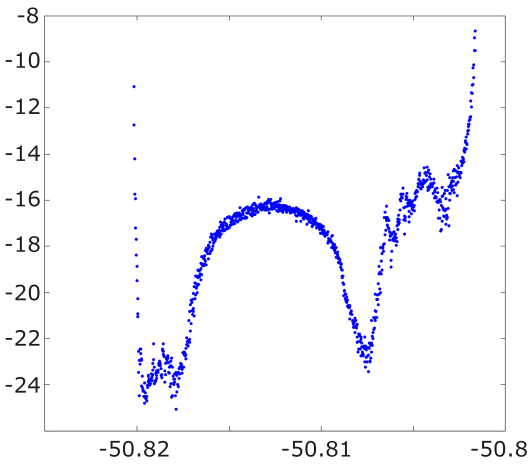
(c) Transect T3



(d) Transect T4

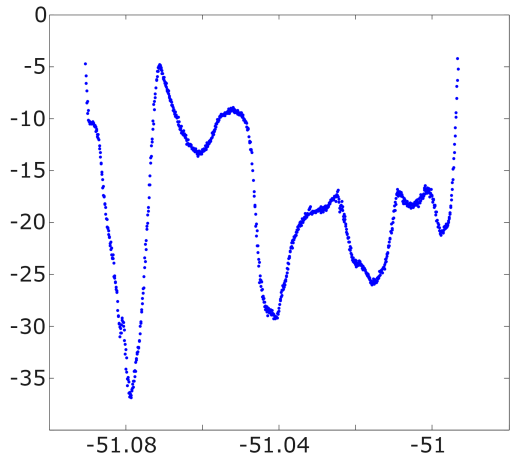


(e) Transect T5

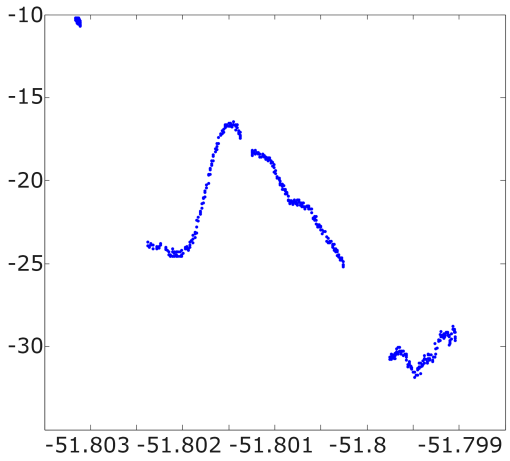


(f) Transect T6

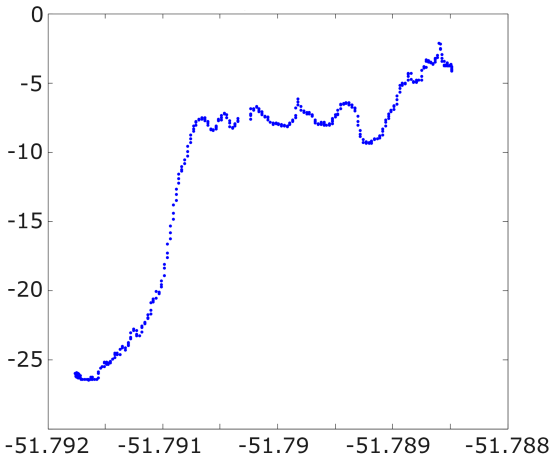
FIGURE C.2 – Transects : T1, T2, T3, T4, T5 et T6. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



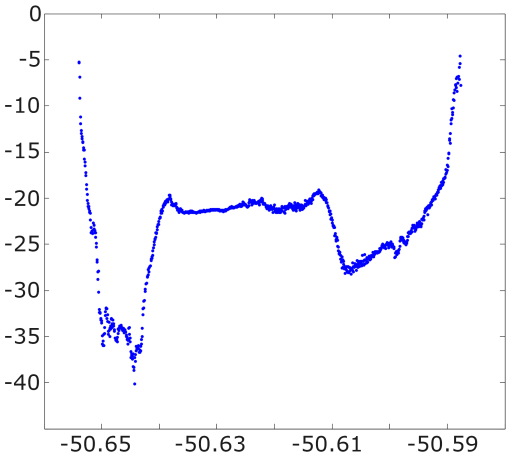
(a) Transect T10



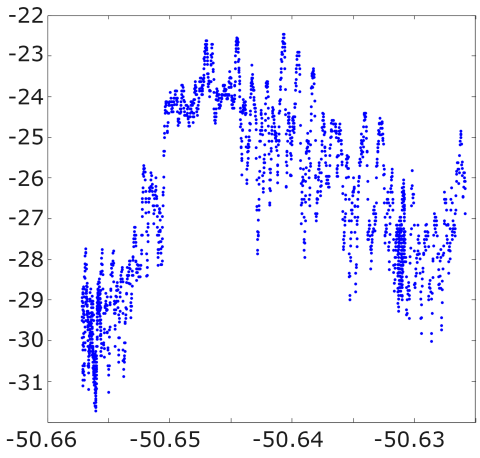
(b) Transect T13



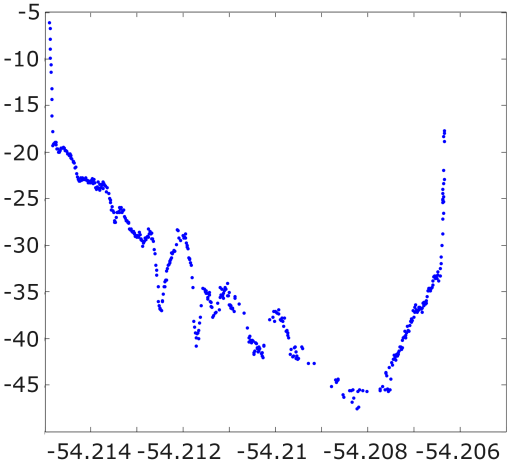
(c) Transect T14



(d) Transect T15

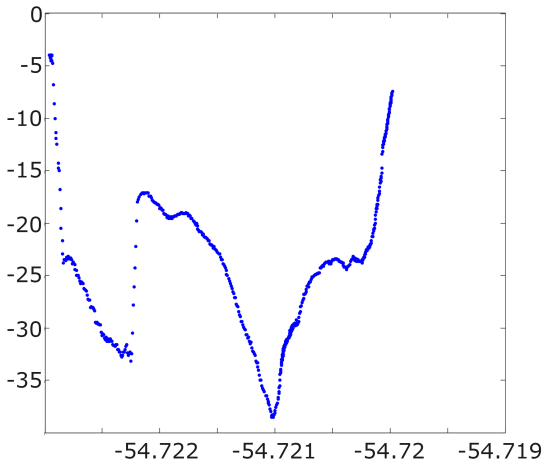


(e) Transect T17

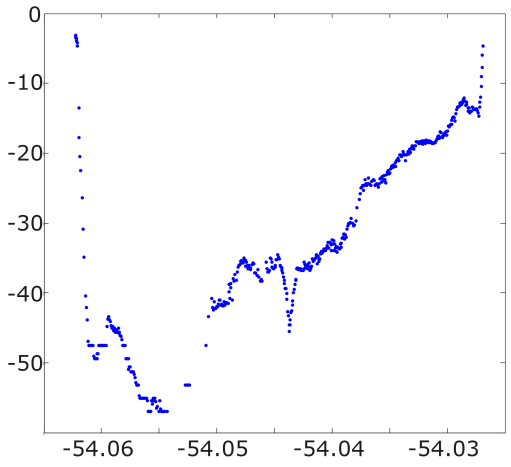


(f) Transect T18

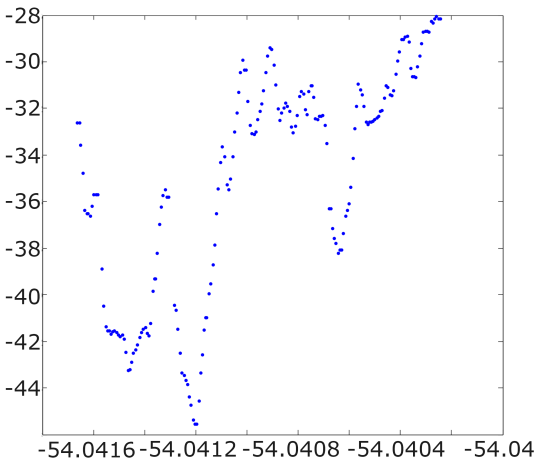
FIGURE C.3 – Transects : T10, T13, T14, T15, T17 et T18. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



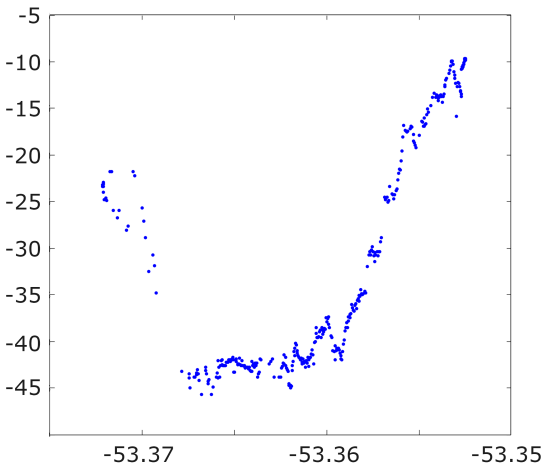
(a) Transect T20



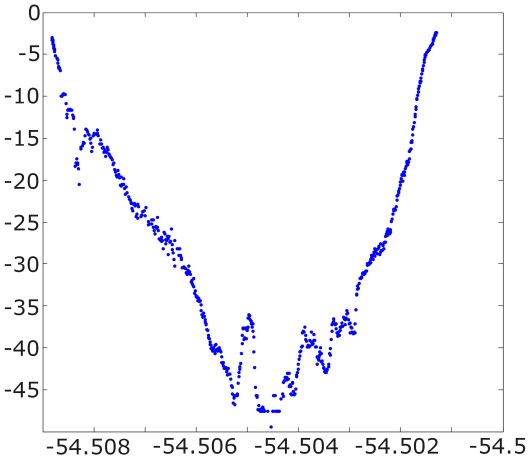
(b) Transect T23



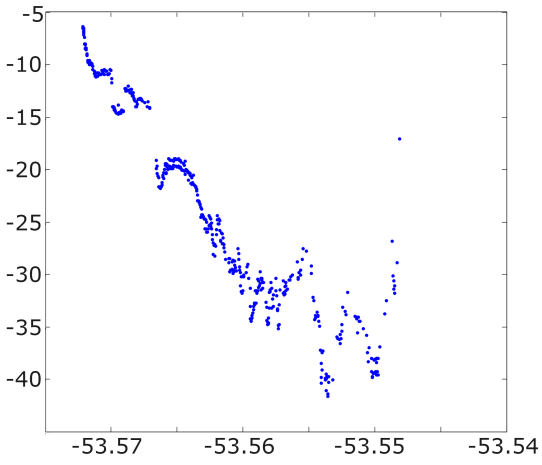
(c) Transect T24



(d) Transect T25

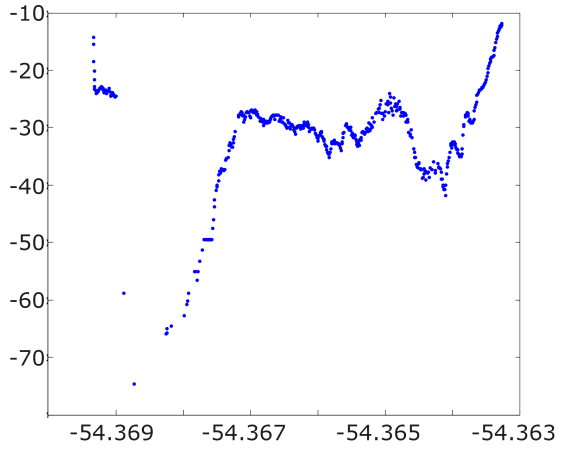


(e) Transect T26

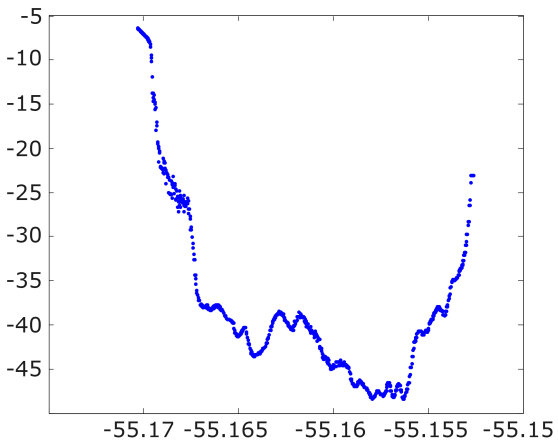


(f) Transect T28

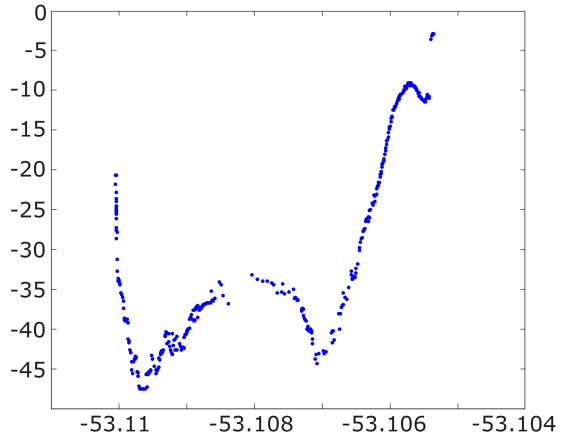
FIGURE C.4 – Transects : T20, T3, T24, T25, T26 et T28. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



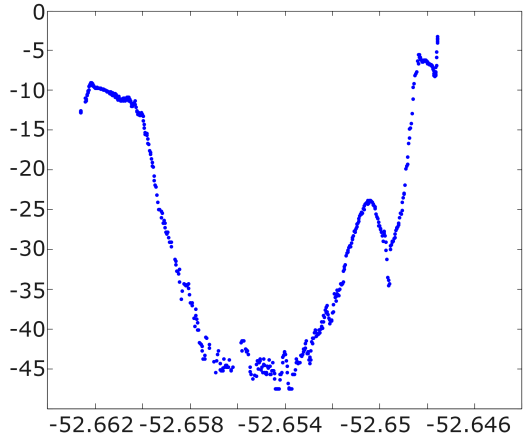
(a) Transect T29



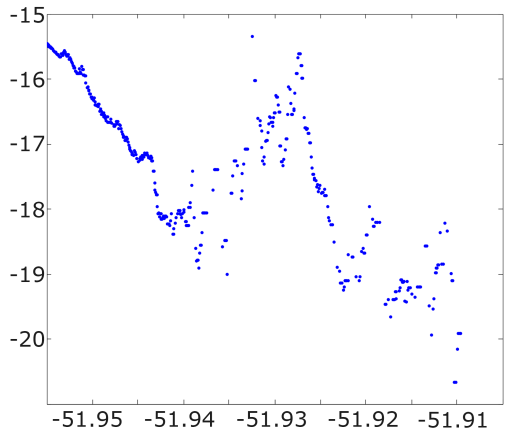
(b) Transect T30



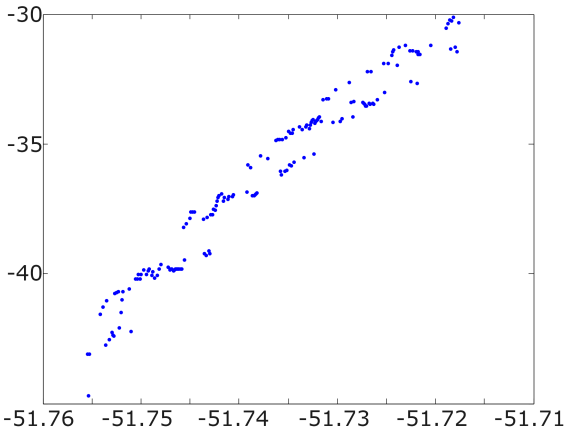
(c) Transect T33



(d) Transect T34

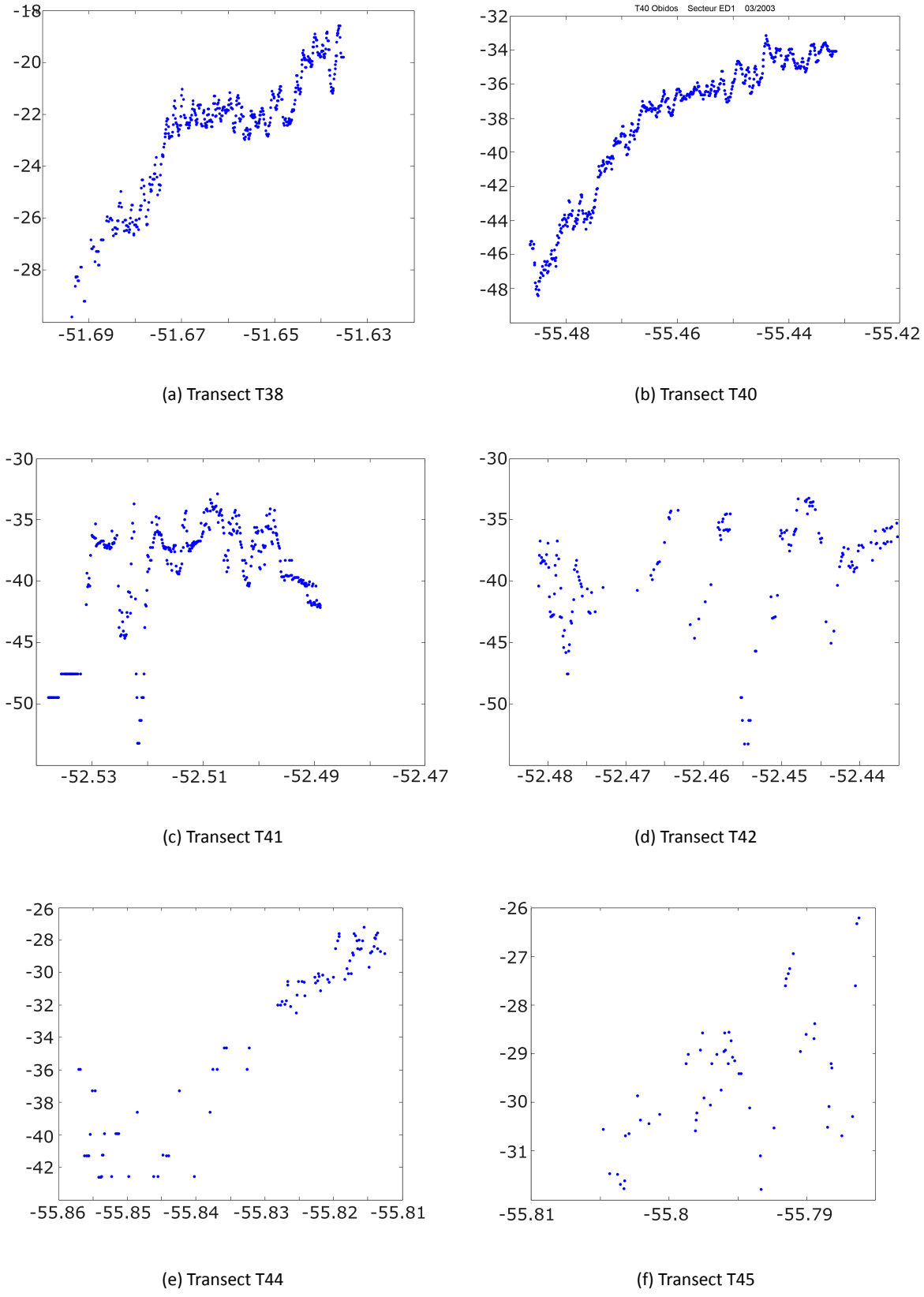


(e) Transect T36



(f) Transect T37

FIGURE C.5 – Transects : T29, T30, T33, T34, T36 et T37. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



(a) Transect T38

(b) Transect T40

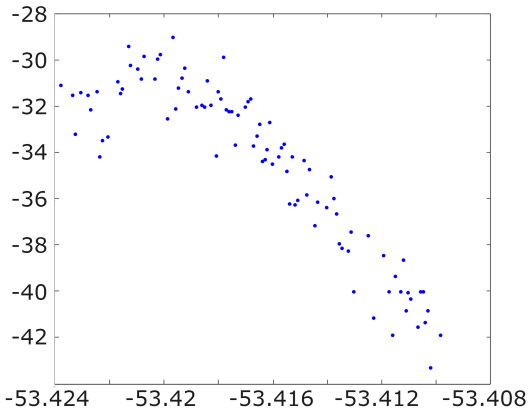
(c) Transect T41

(d) Transect T42

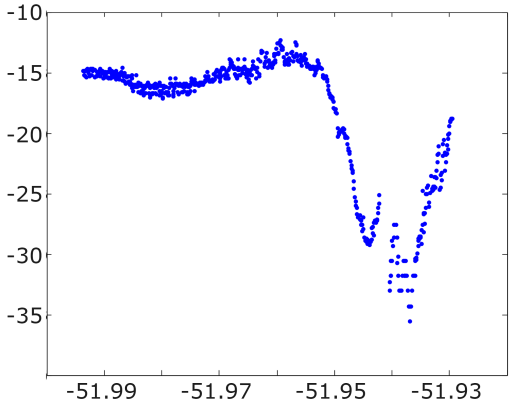
(e) Transect T44

(f) Transect T45

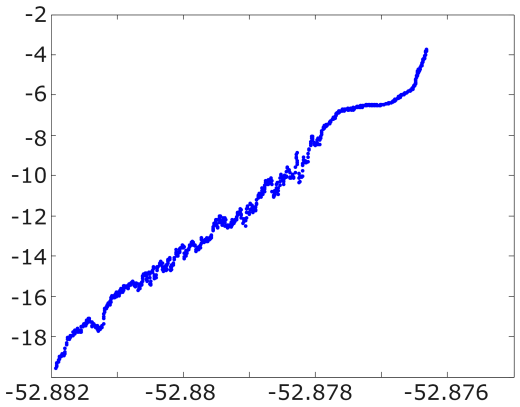
FIGURE C.6 – Transects : T38, T40, T41, T42, T44 et T45. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



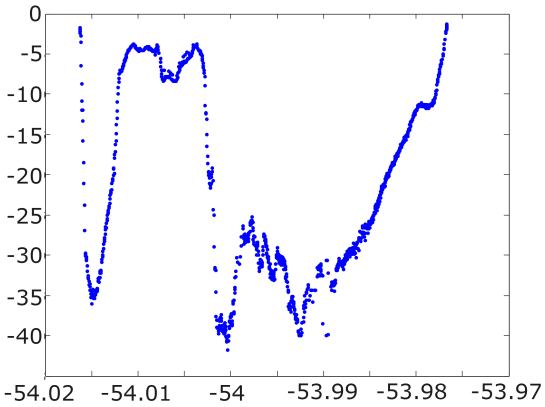
(a) Transect T51



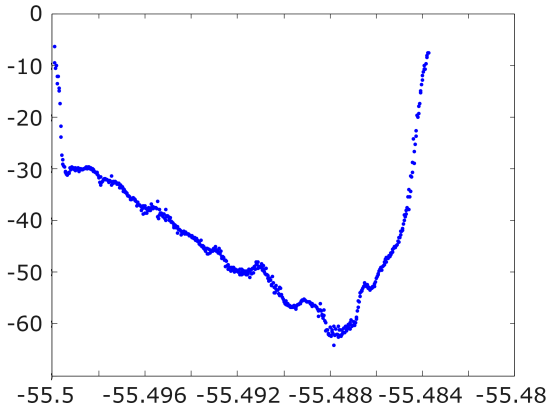
(b) Transect T53



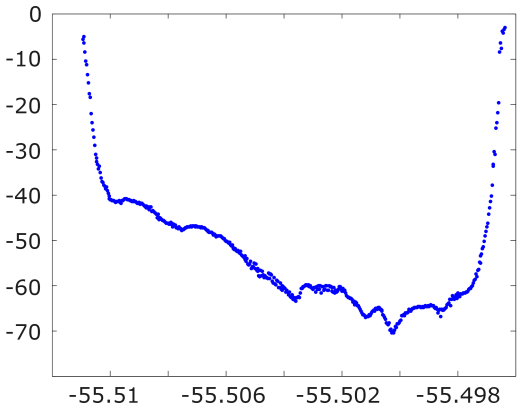
(c) Transect T54



(d) Transect T55

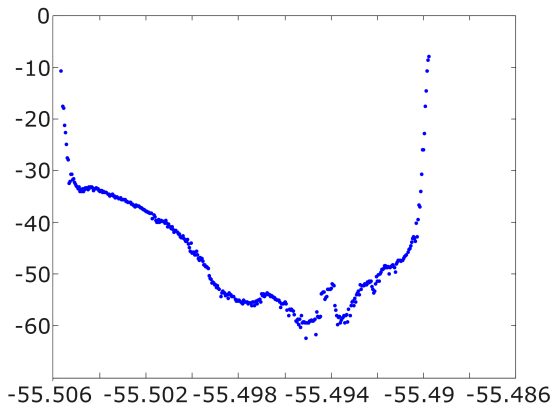


(e) Transect T58

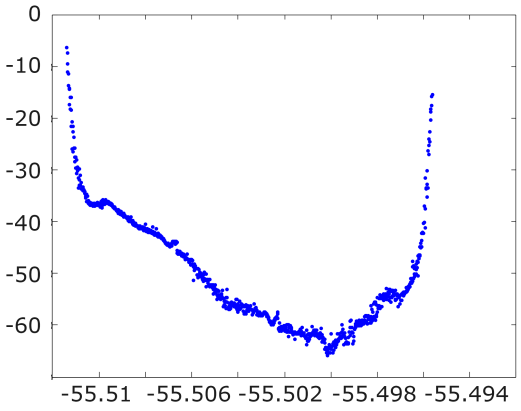


(f) Transect T60

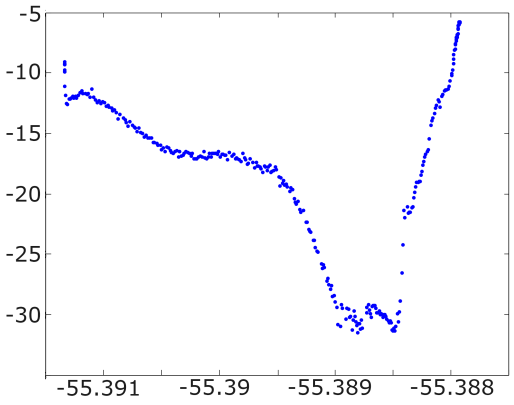
FIGURE C.7 – Transects : T51, T53, T54, T55, T58 et T60. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



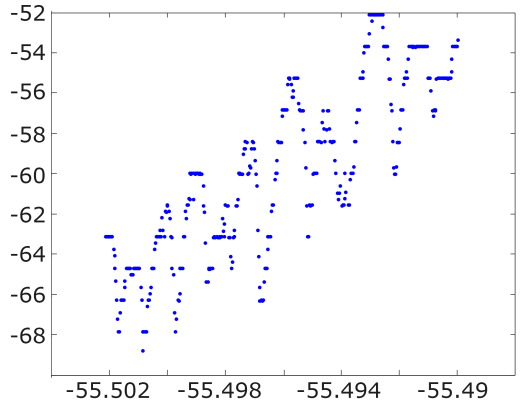
(a) Transect T62



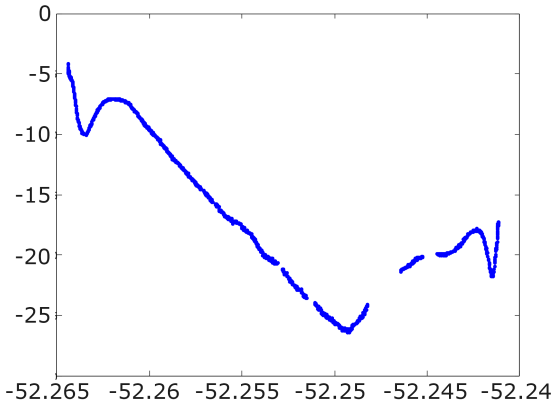
(b) Transect T64



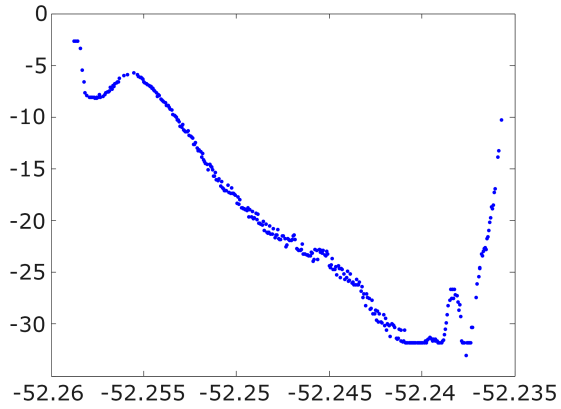
(c) Transect T67



(d) Transect T72

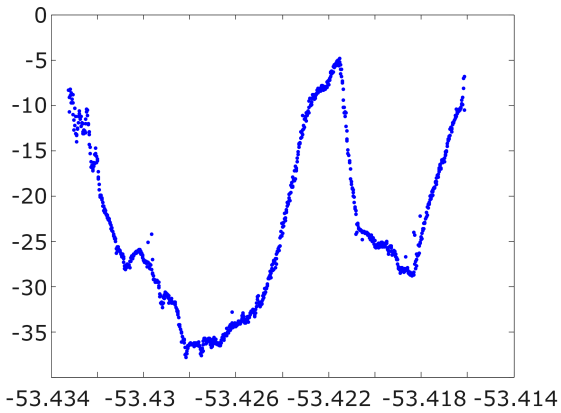


(e) Transect T79

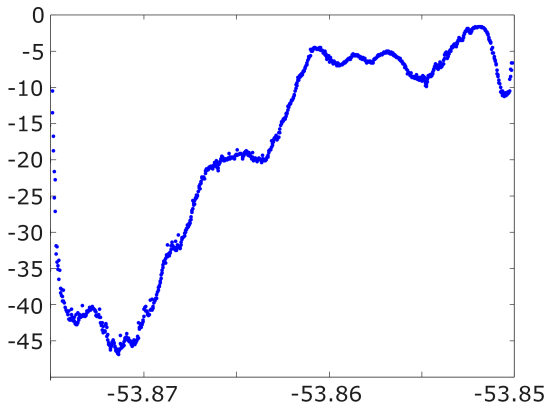


(f) Transect T81

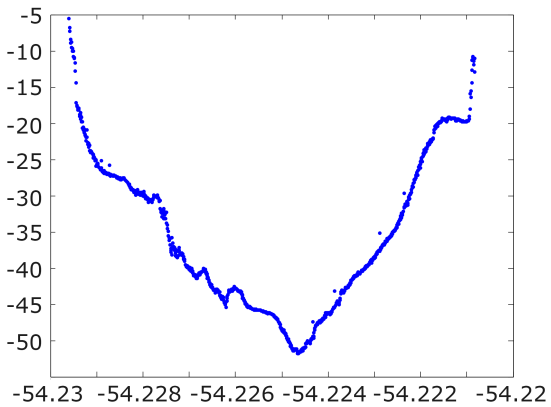
FIGURE C.8 – Transects : T62, T64, T67, T72, T79 et T81. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



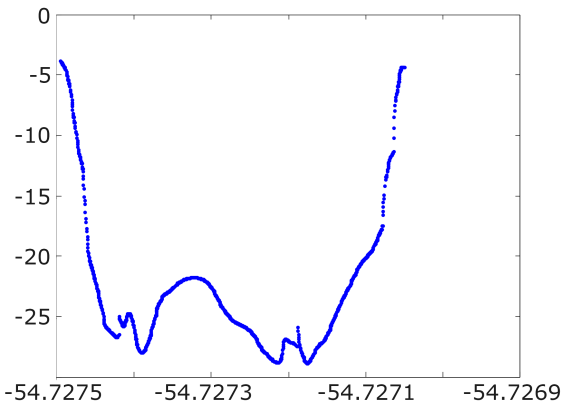
(a) Transect T83



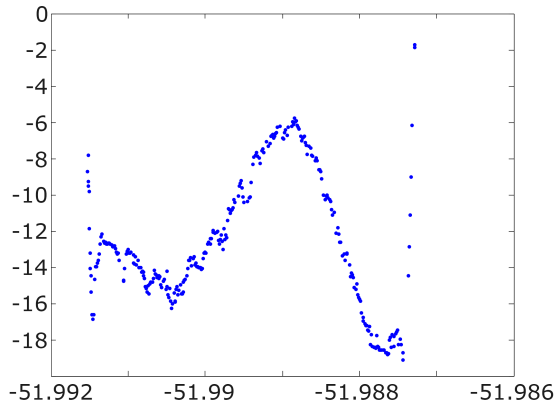
(b) Transect T84



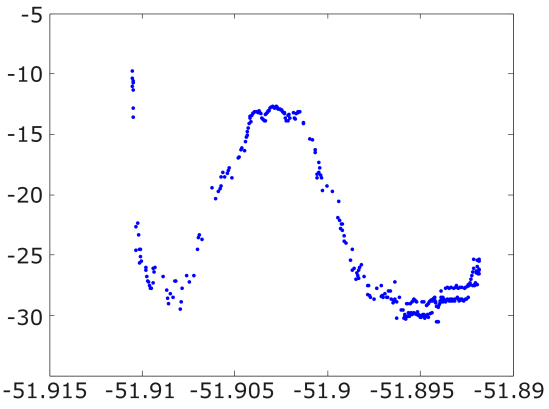
(c) Transect T85



(d) Transect T87

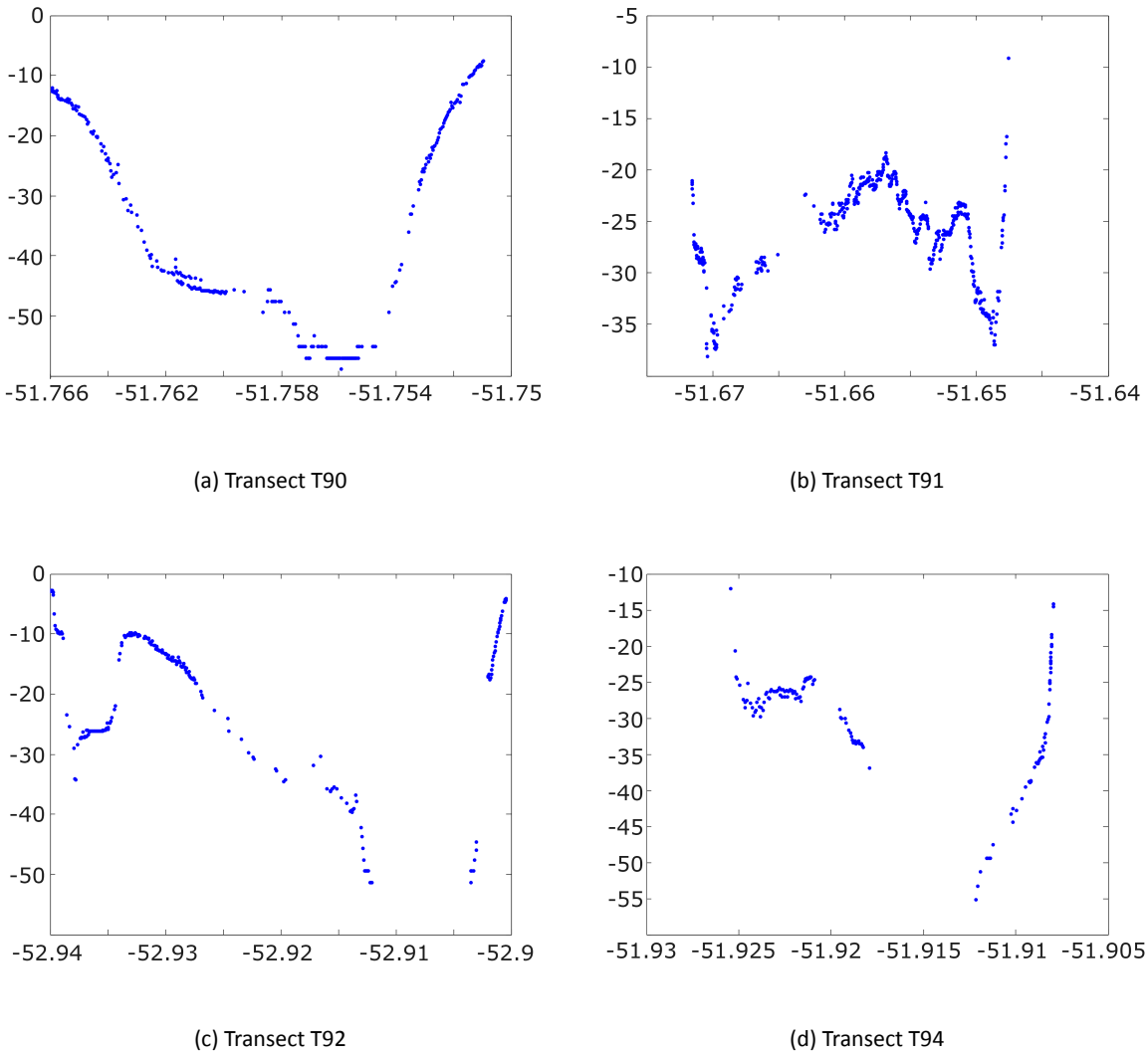


(e) Transect T88



(f) Transect T89

FIGURE C.9 – Transects : T83, T84, T85, T87, T88 et T89. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)



(a) Transect T90

(b) Transect T91

(c) Transect T92

(d) Transect T94

FIGURE C.10 – Transects : T90, T91, T92, et T94. Profondeur (m) en fonction de la longitude (°)

ANNEXE D

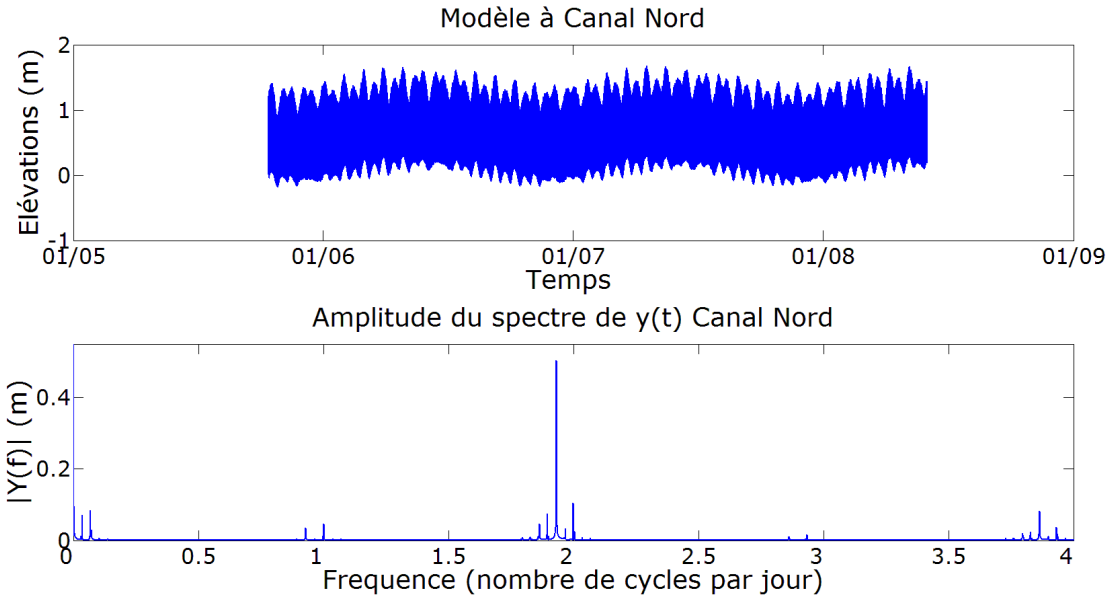
Analyses de Fourier

Les figures D.1, D.2 et D.3 présentent les amplitudes des spectres des signaux d'élévation et de débit obtenus à l'aide de la modélisation du fleuve en prenant en compte le débit et le forçage de marée.

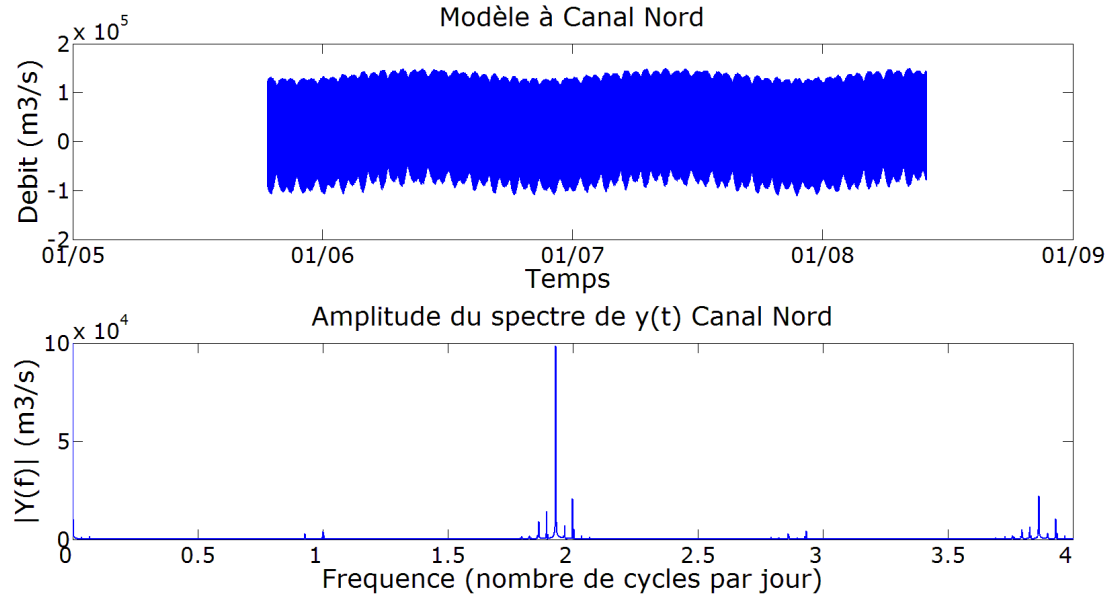
Les figures D.7, D.8, D.9 et D.10 présentent les spectres obtenus pour la modélisation réalisée en ne considérant que le forçage de marée.

Les figures D.14 et D.15 correspondent aux analyses de Fourier des données de 3 marégraphes situés à Porto do Santana, Gurupa et Almeirim.

Ces figures sont commentées dans le chapitre 4.

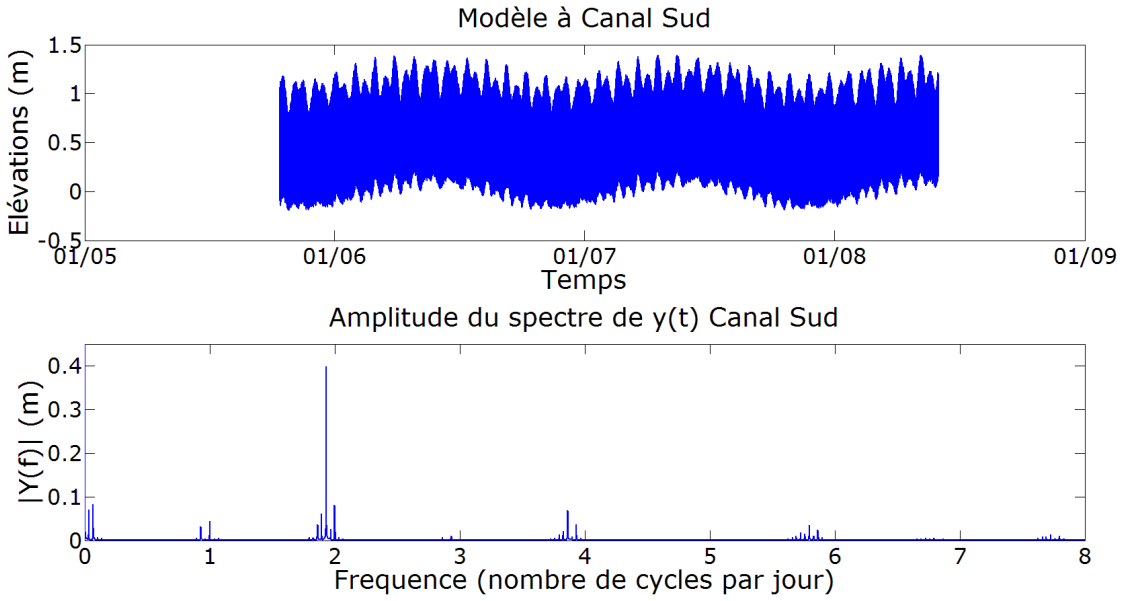


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

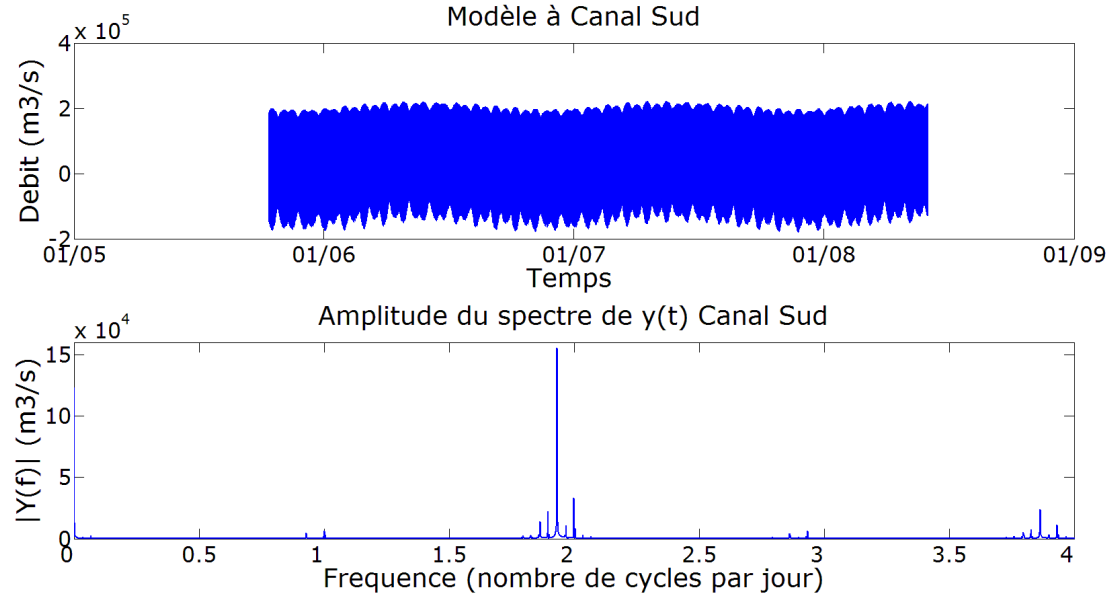


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.1 – Analyses de Fourier des élévations et débits dans le canal nord – Expérience Sim 3

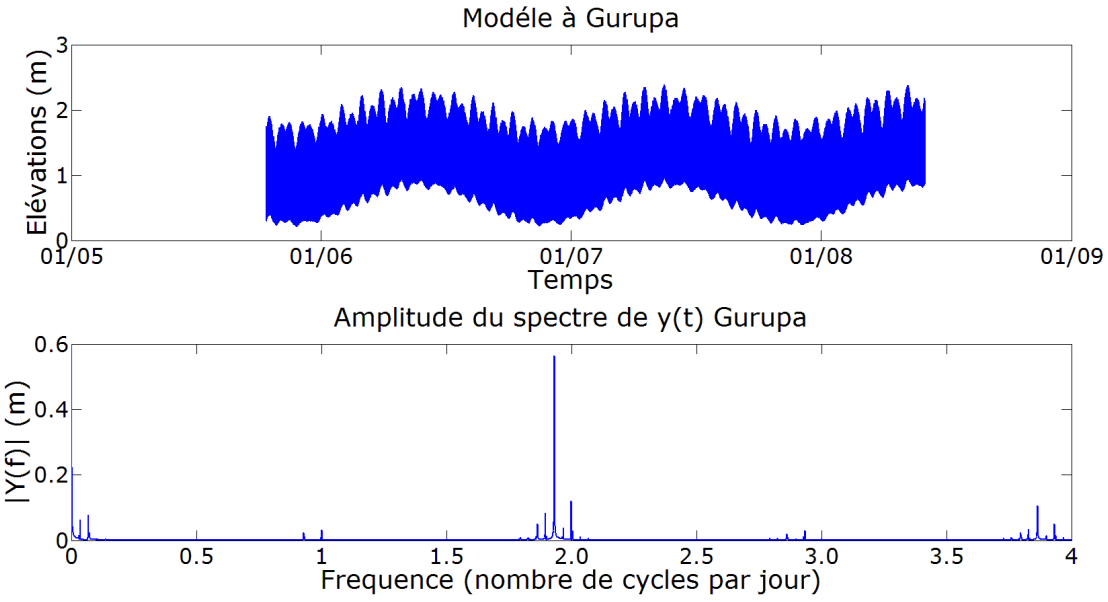


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

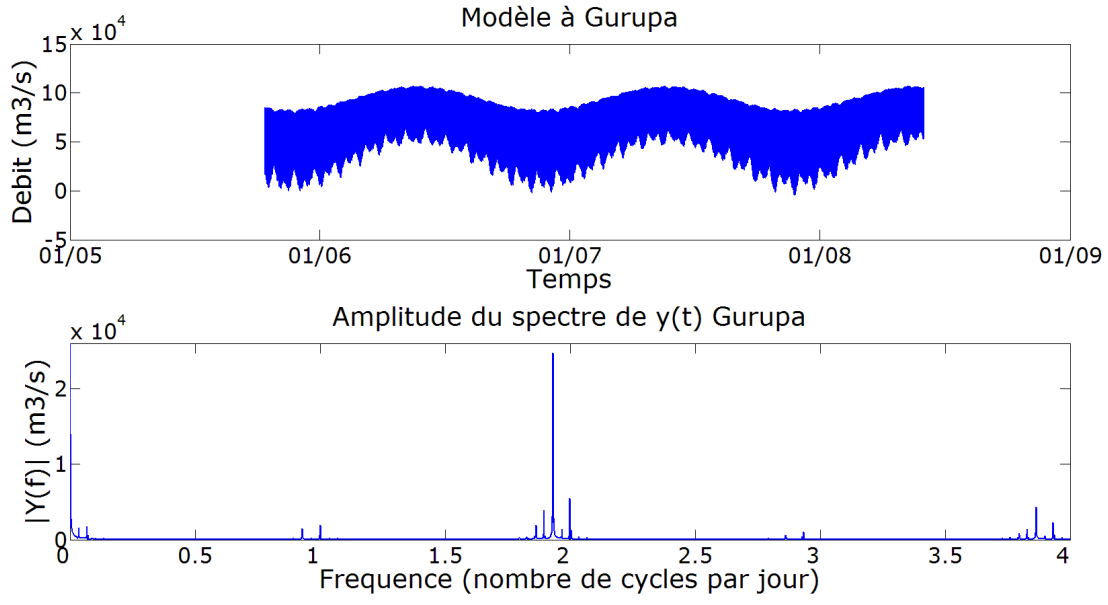


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.2 – Analyses de Fourier des élévations et débits dans le canal sud – Expérience Sim 3

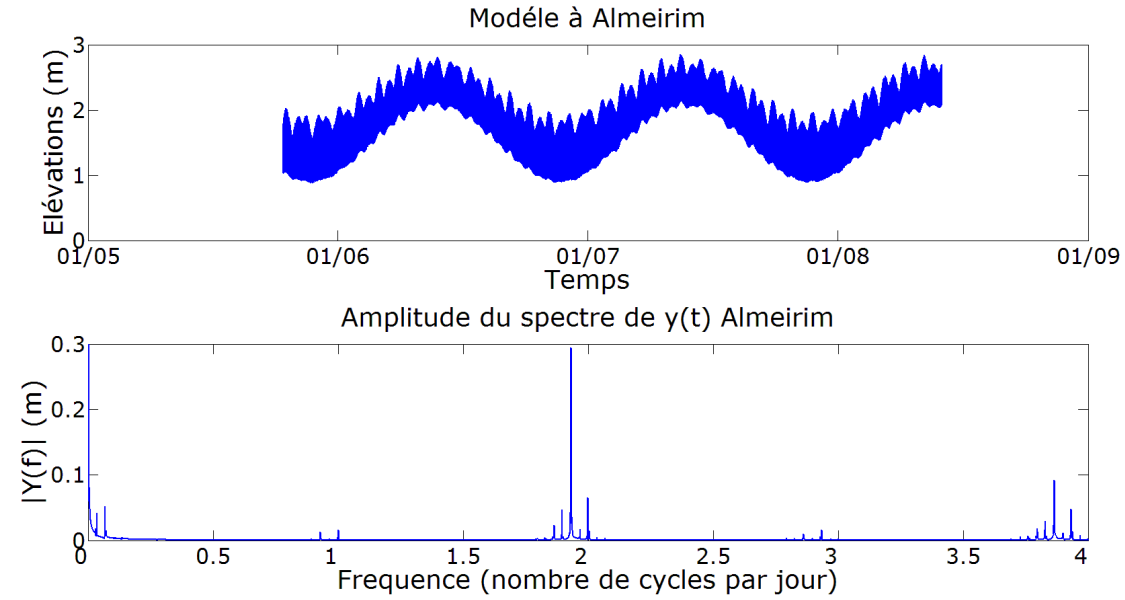


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

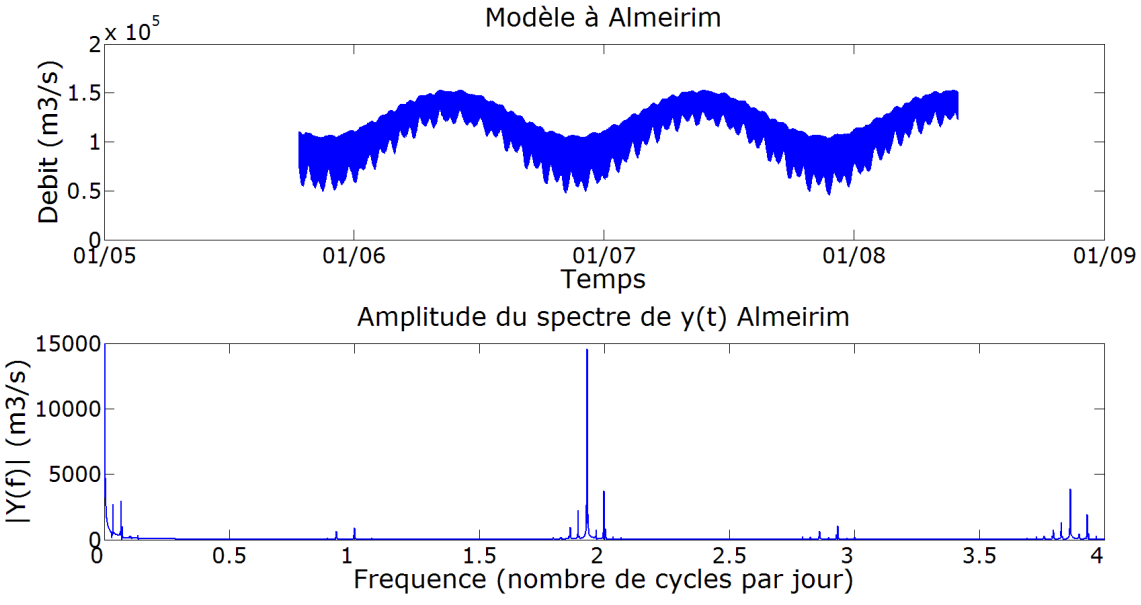


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.3 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Gurupa – Expérience Sim 3

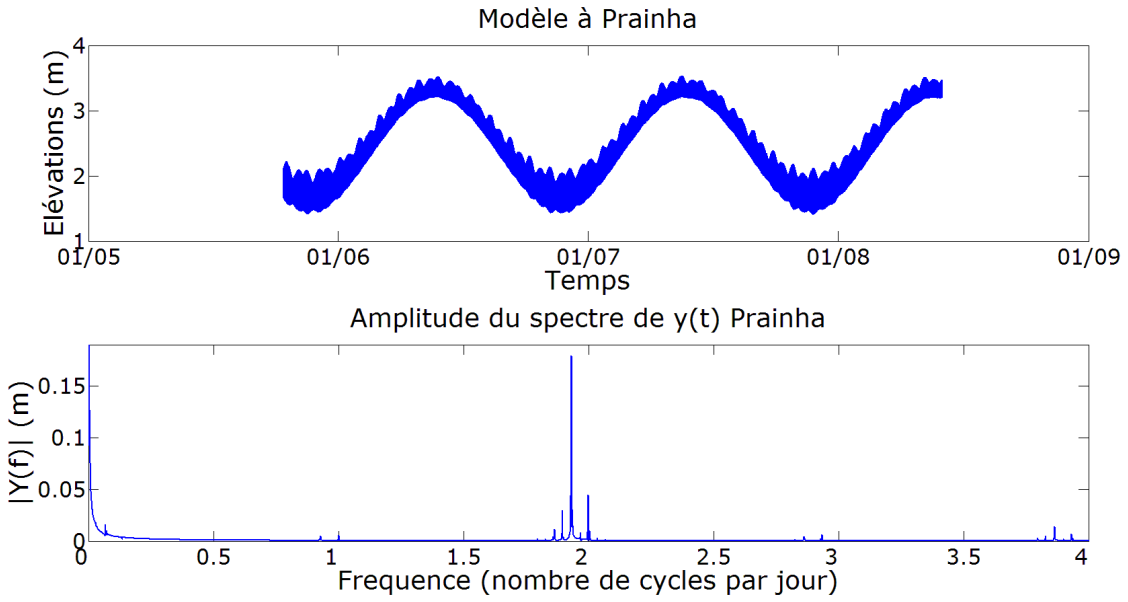


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

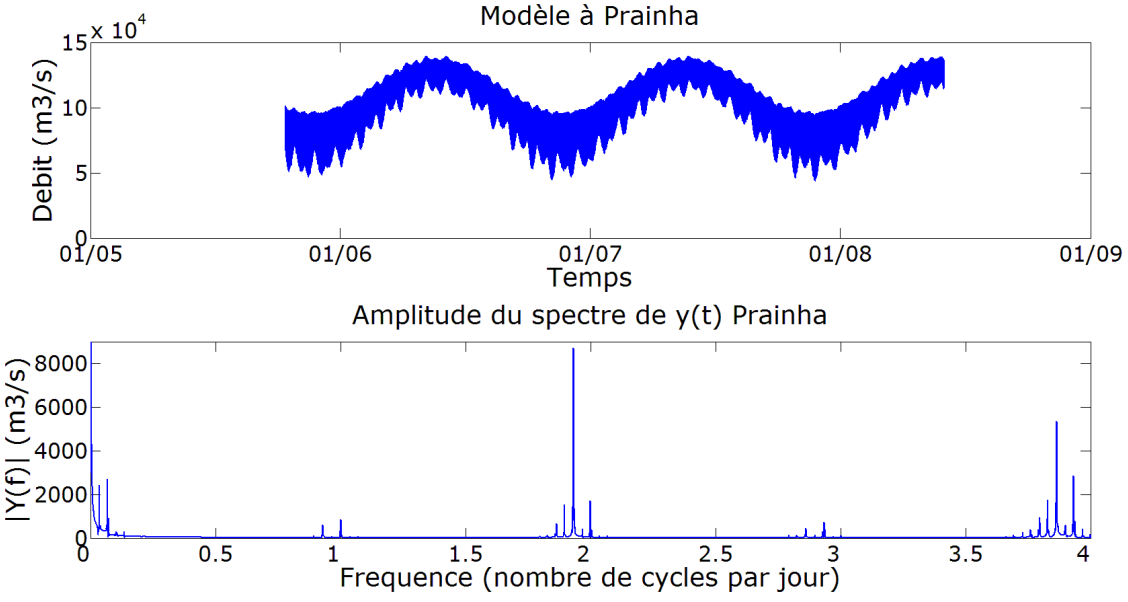


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.4 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Almeirim – Expérience Sim 3

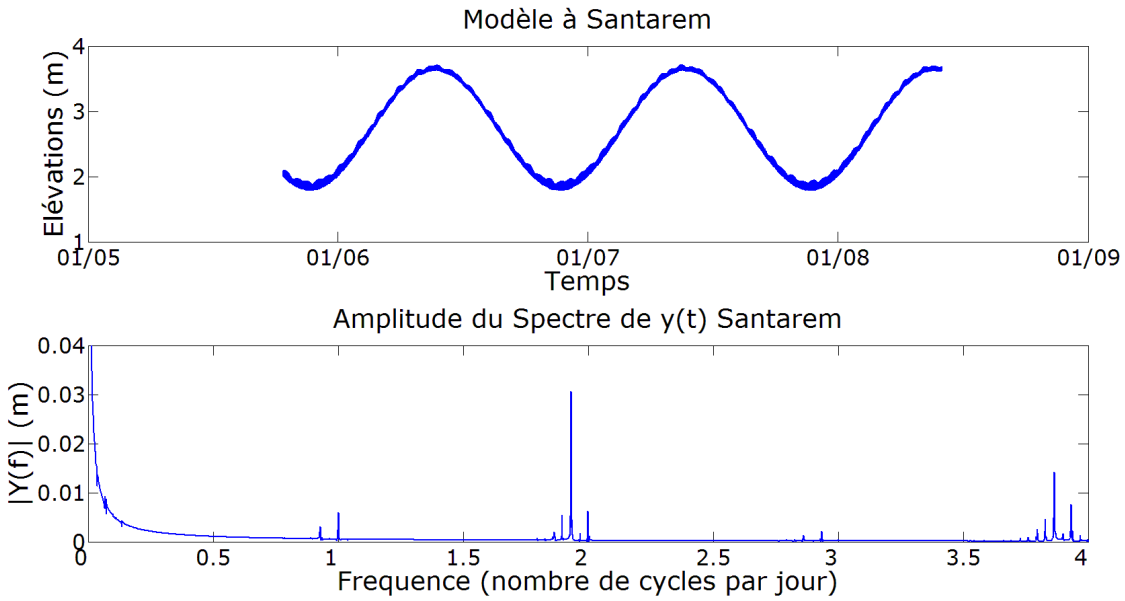


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

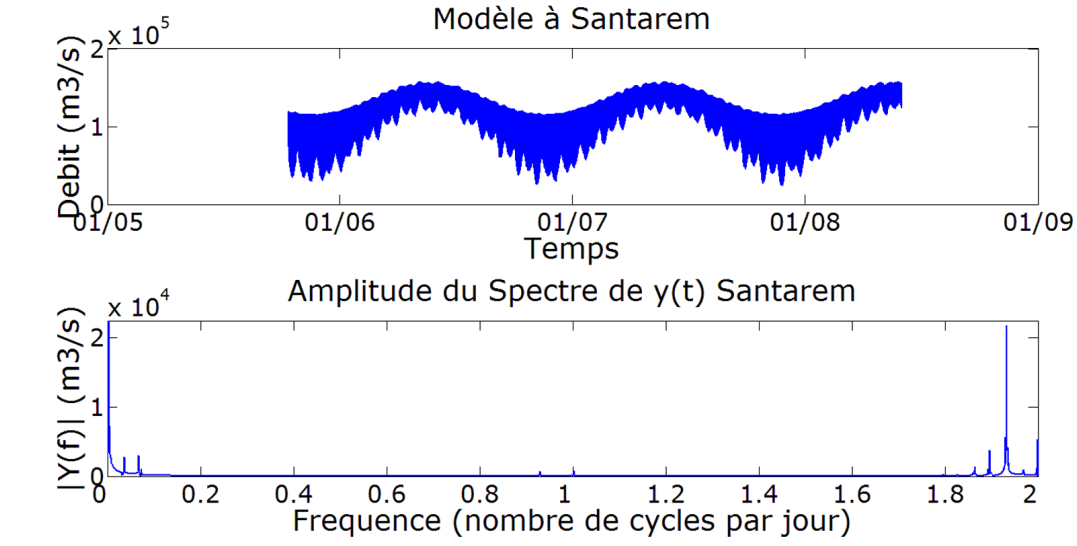


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.5 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Prainha – Expérience Sim 3

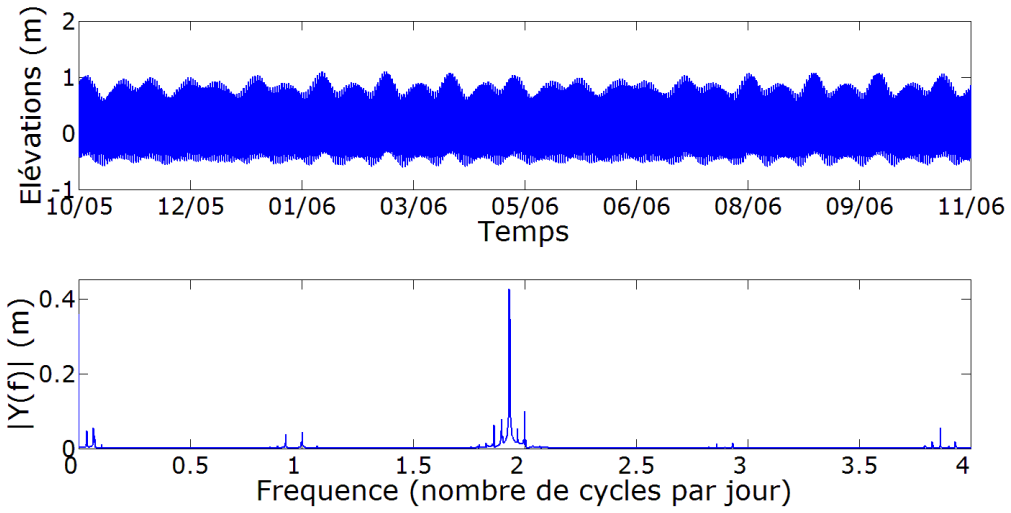


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

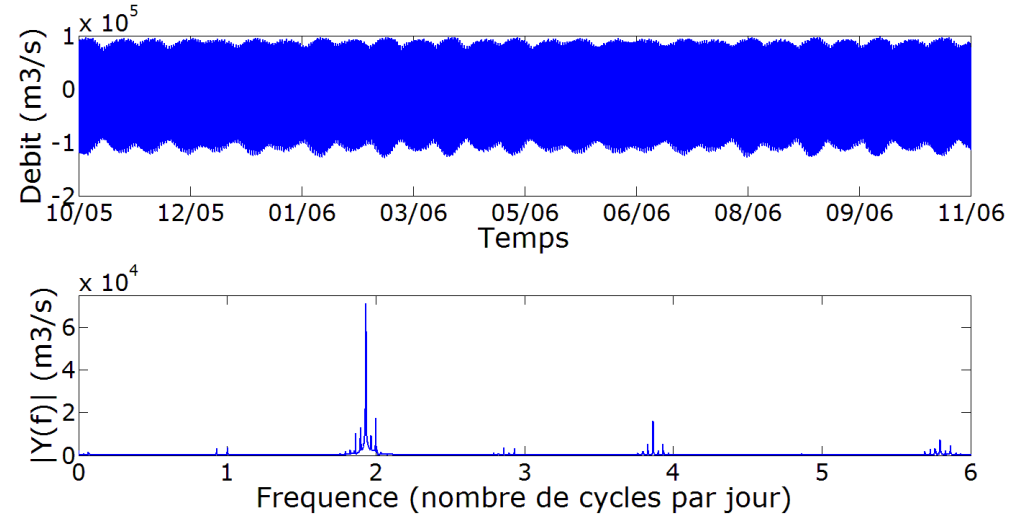


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.6 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Santarem – Expérience Sim 3

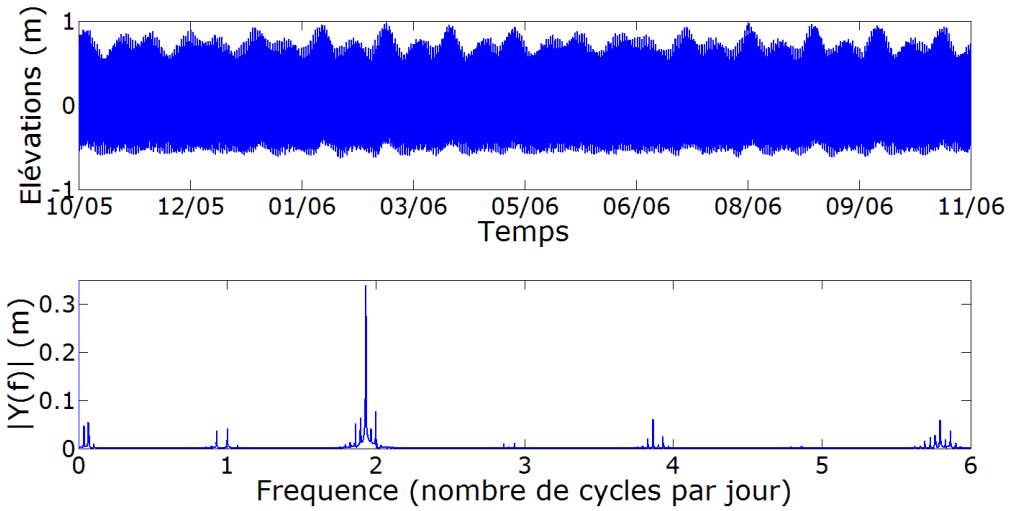


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

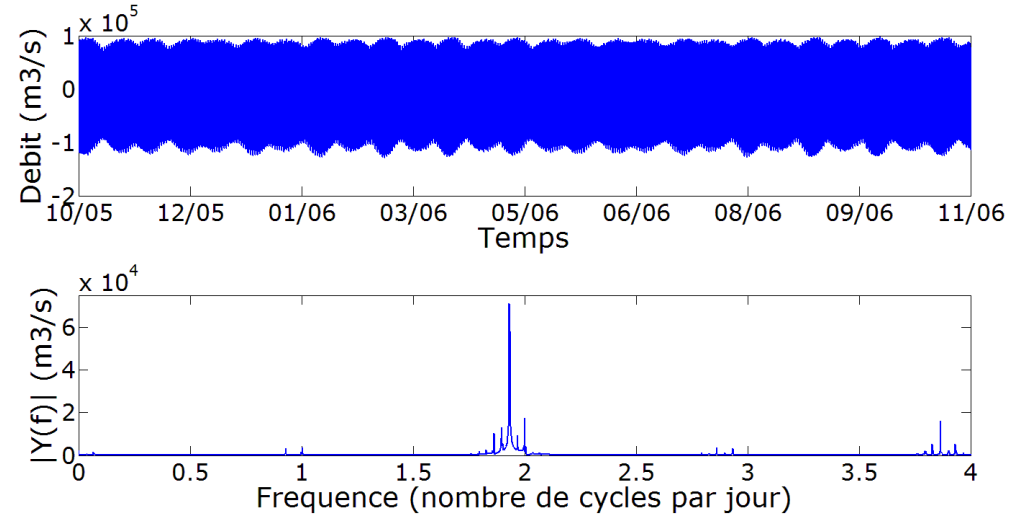


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.7 – Analyses de Fourier des élévations et débits dans le canal nord – Expérience Sim 1

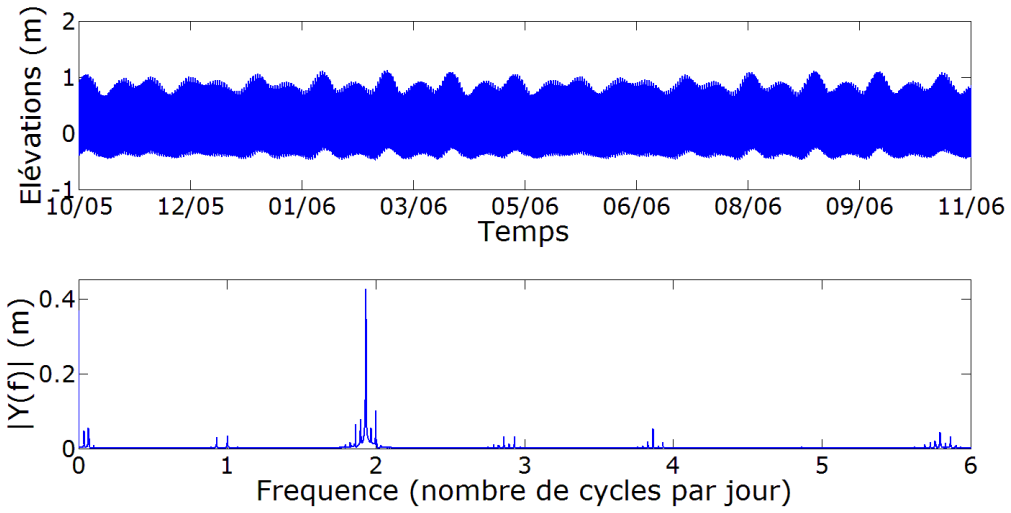


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

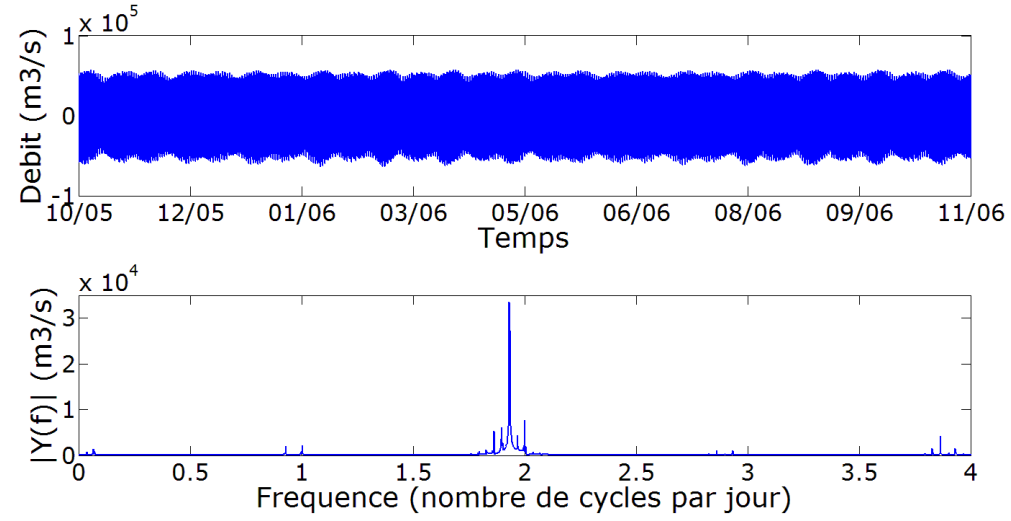


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.8 – Analyses de Fourier des élévations et débits dans le canal sud – Expérience Sim 1

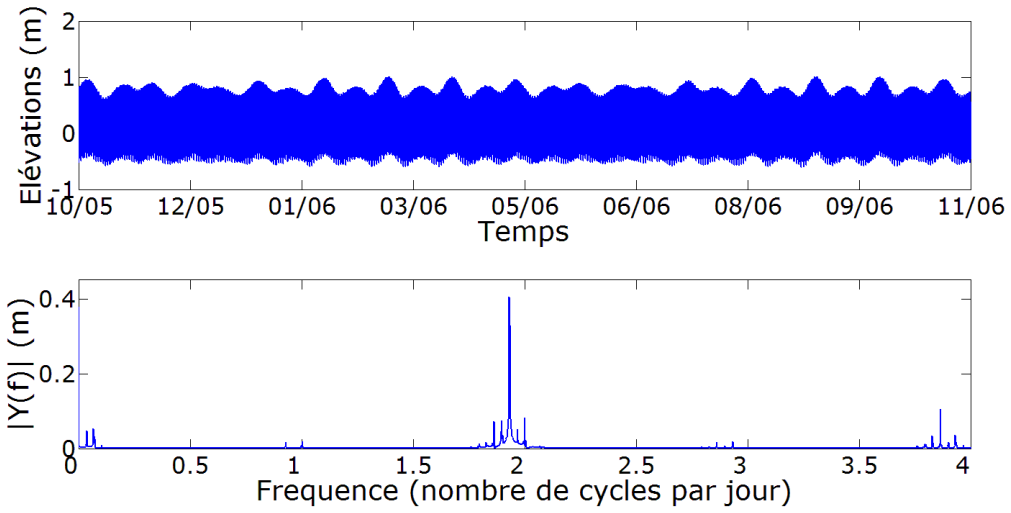


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

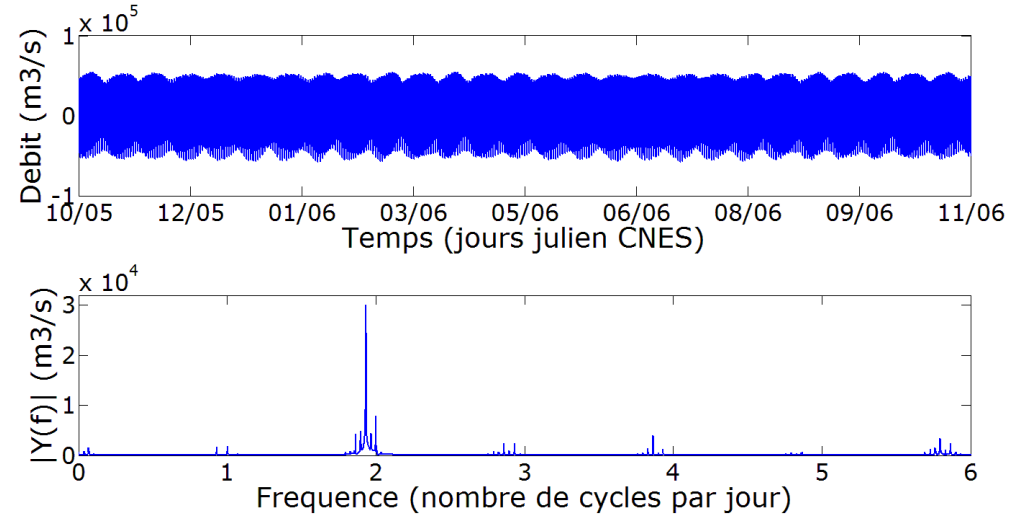


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.9 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Gurupa – Expérience Sim 1

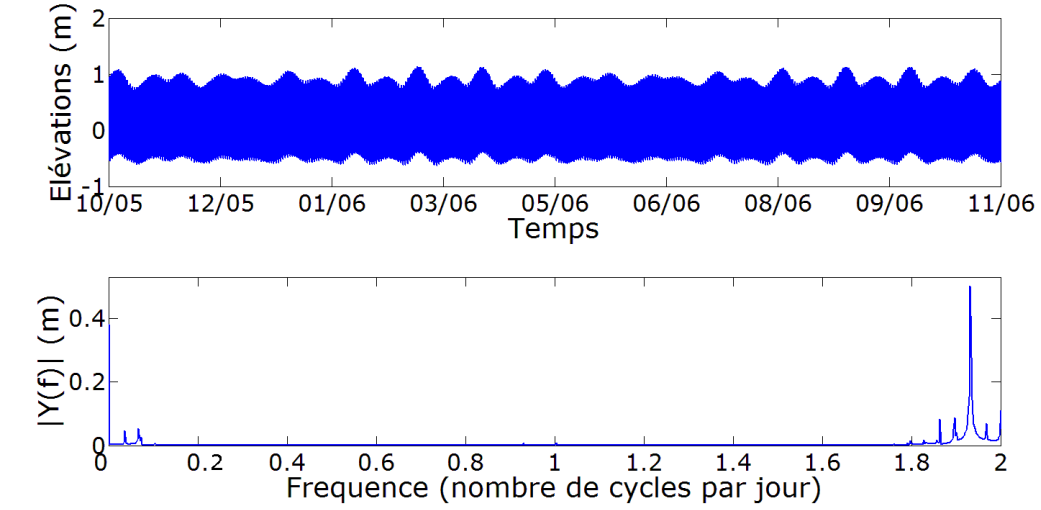


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

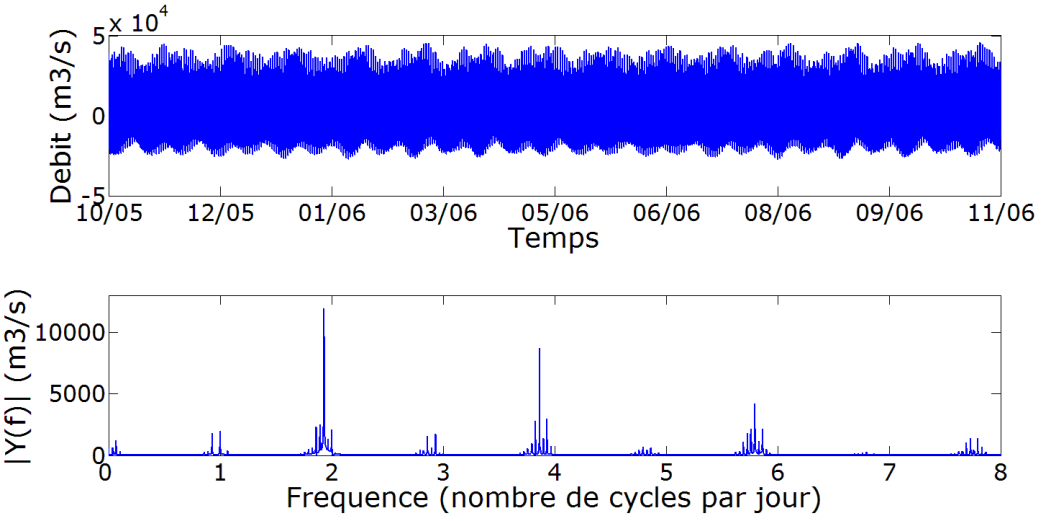


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.10 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Almeirim – Expérience Sim 1

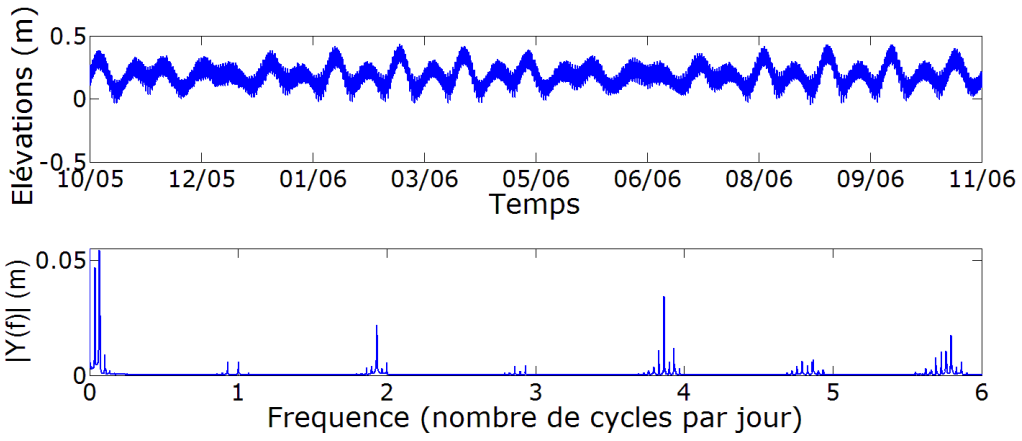


(a) Élévations (m) et amplitude du spectre

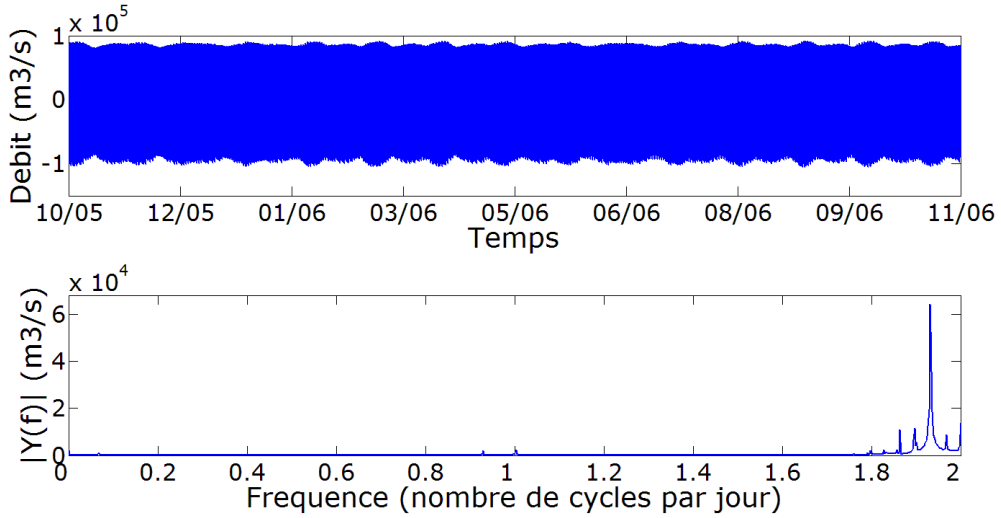


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.11 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Prainha – Expérience Sim 1

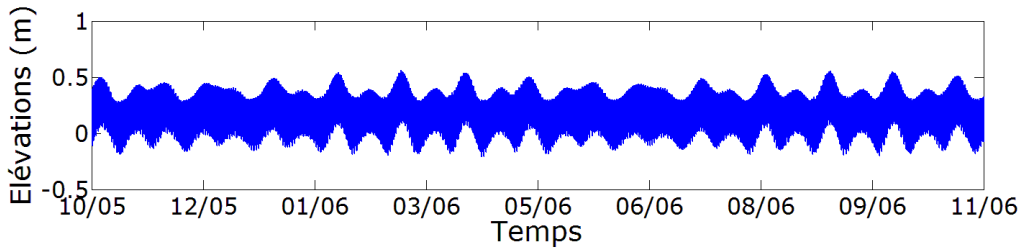


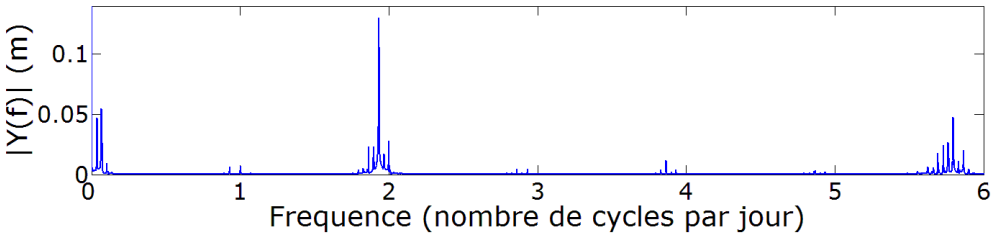
(a) Élévations (m) et amplitude du spectre



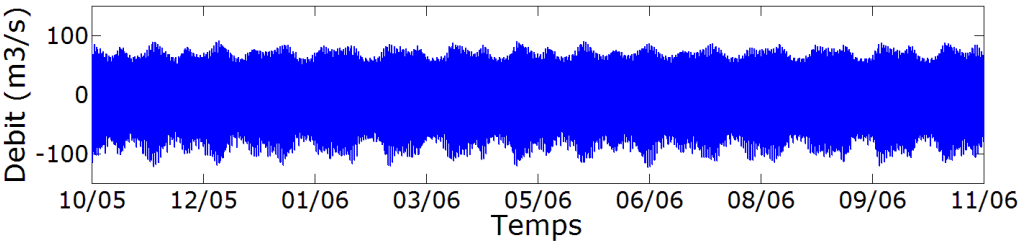
(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

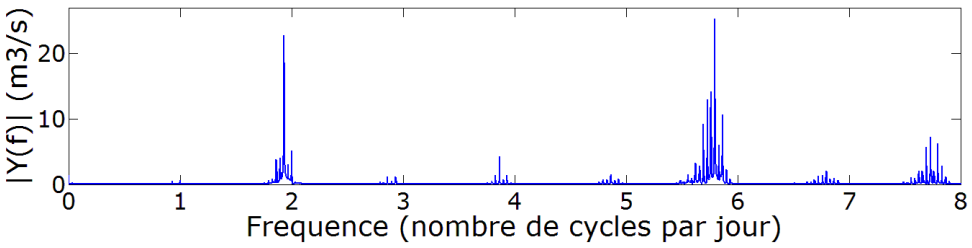
FIGURE D.12 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Santarem – Expérience Sim 1





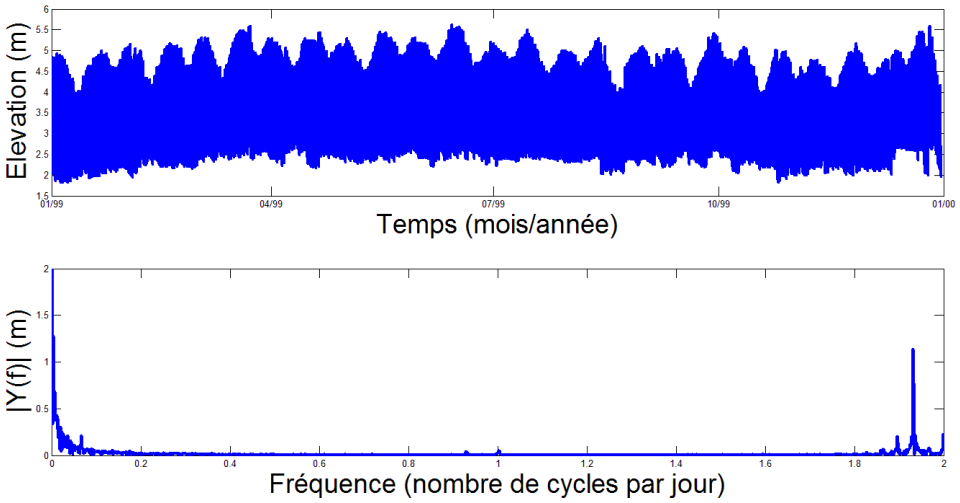
(a) Élévations (m) et amplitude du spectre



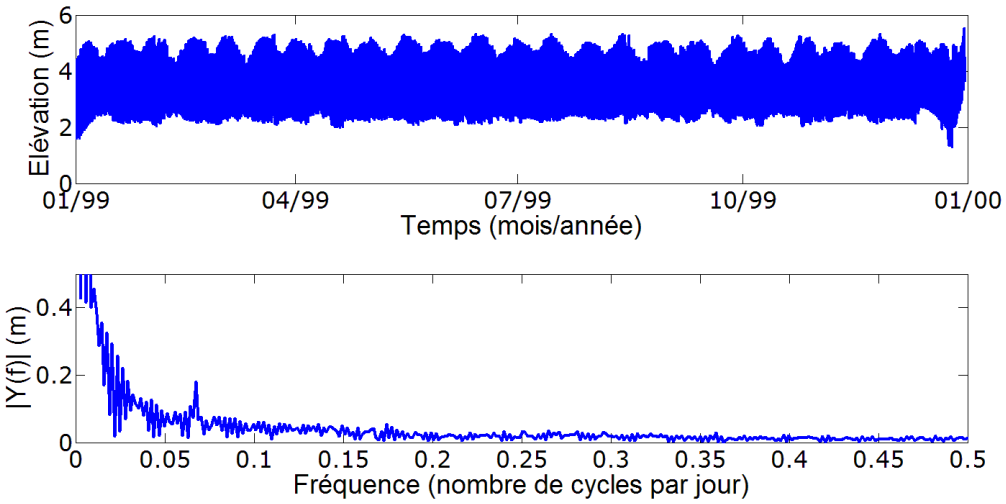


(b) Débit ($m^3.s^{-1}$) et amplitude du spectre

FIGURE D.13 – Analyses de Fourier des élévations et débits à Obidos – Expérience Sim 1

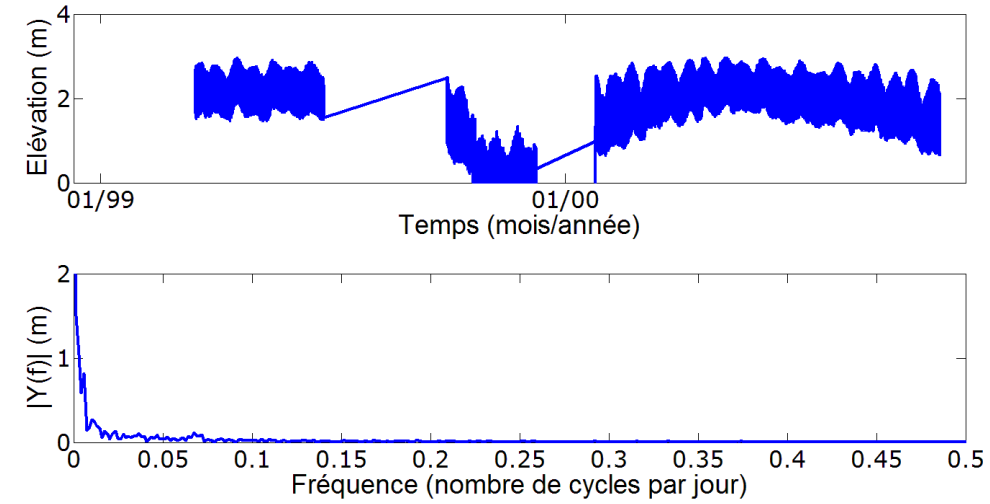


(a) Mesure marégraphique : signal initial et analyse de Fourier

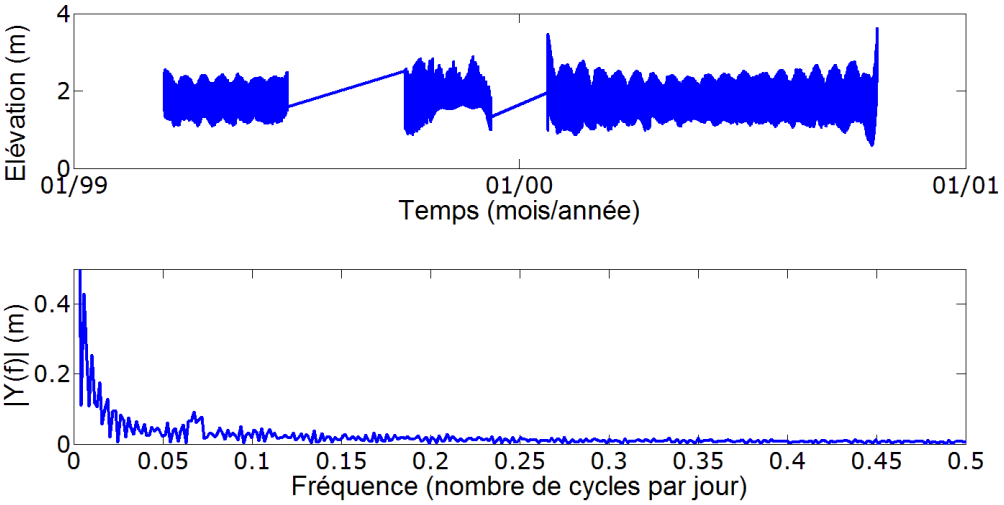


(b) Mesure marégraphique : signal initial filtré et analyse de Fourier

FIGURE D.14 – Analyse de Fourier des données marégraphiques de la station de Santana

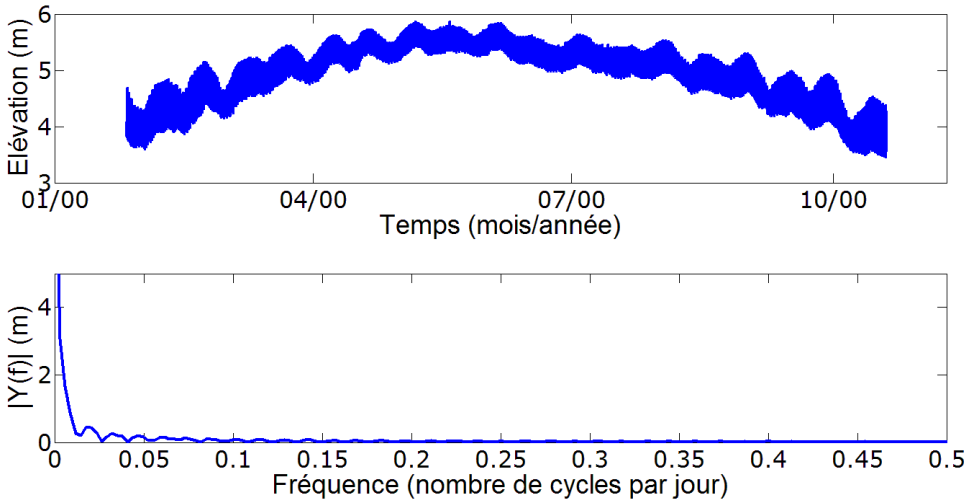


(a) Mesure marégraphique : signal initial et analyse de Fourier

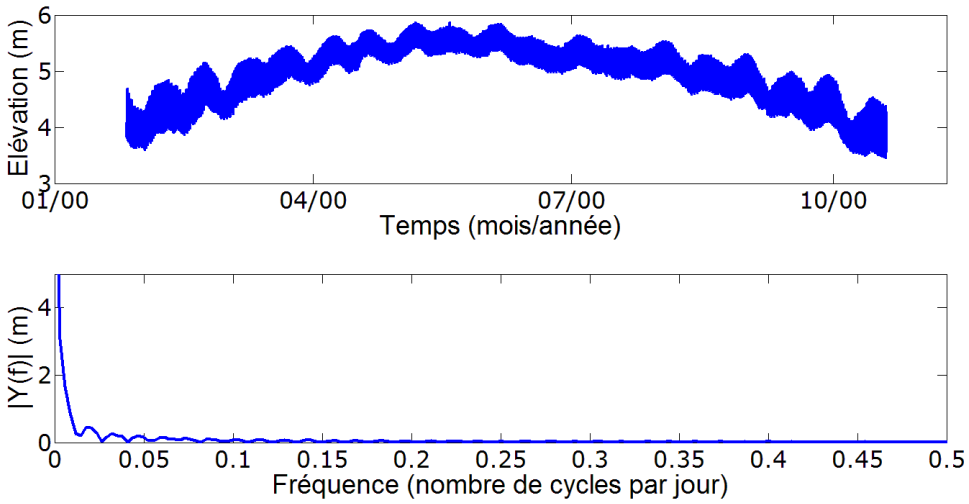


(b) Mesure marégraphique : signal initial filtré et analyse de Fourier

FIGURE D.15 – Analyse de Fourier des données marégraphiques de la station de Gurupa



(a) Mesure marégraphique : signal initial et analyse de Fourier



(b) Mesure marégraphique : signal initial filtré et analyse de Fourier

FIGURE D.16 – Analyse de Fourier des données marégraphiques de la station d'Almeirim

ANNEXE E

Périodes de marées

Les tableaux suivants répertorient les durées de mesures nécessaires pour l'extraction des différentes composantes de marée.

Onde	Période réelle	Période aliasée Orbite 1	Période aliasée Orbite 2	Période aliasée Orbite 3
M2	0,5175	91,2	88,7	93,1
S2	0,5000	78,1	80,2	76,7
N2	0,5274	49	48,3	49,5
K2	0,4986	136,4	142,9	132,3
K1	0,9973	272,9	285,9	264,7
O1	1,0758	68.4	67,7	68,9
P1	1,0027	109,4	111,4	108,1
2N2	0,5377	63	64,2	62,2
Mu2	0,5363	90,7	93,4	89
Nu2	0,5261	48,8	49,6	48,3
L2	0,5080	657	547,5	766,5
T2	0,5007	64,3	65,7	63,4
M4	0,2587	45,6	44,3	46,5
MS4	0,2543	547,5	839,5	438
Sa	365,2422	365,2	365,2	365,2

TABLE E.1 – Période des ondes de marée et périodes aliasées par la répétitivité des orbites de SWOT en jours

	S2	N2	K2	K1	O1	P1	2N2	Mu2	Nu2	L2	T2	M4	MS4	Sa
M2	544	106	276	137	274	549	204	16544	105	106	218	92	110	122
S2		132	10595	110	551	273	326	563	131	89	364	110	92	100
N2			6597	60	173	89	221	107	11956	53	206	658	54	57
K2				273	138	553	118	271	76	173	122	69	182	218
K1					92	183	82	136	60	467	85	55	545	1080
O1						183	798	279	171	77	1073	137	79	85
P1							149	531	89	132	156	79	137	157
2N2								207	217	70	3117	166	72	77
Mu2									106	106	221	92	109	121
Nu2										53	203	696	54	57
L2											72	50	3285	823
T2												157	73	79
M4													50	53
MS4														1097

TABLE E.2 – Périodes de séparation en jours pour l'orbite 1 de SWOT

	S2	N2	K2	K1	O1	P1	2N2	Mu2	Nu2	L2	T2	M4	MS4	Sa
M2	837	107	234	129	286	436	233	1763	113	106	254	89	100	118
S2		122	11398	112	435	287	322	568	130	94	364	99	89	103
N2			6808	59	169	86	196	101	1843	53	183	535	52	56
K2				286	129	506	117	270	76	194	122	65	173	235
K1					89	183	83	139	61	599	86	53	434	1317
O1						173	1242	247	186	78	2224	129	74	84
P1							152	579	90	140	161	74	129	161
2N2								206	219	73	2812	143	70	78
Mu2									106	113	222	85	106	126
Nu2										55	203	415	53	58
L2											75	49	1575	1097
T2												137	72	81
M4													47	51
MS4														647

TABLE E.3 – Périodes de séparation en jours pour l'orbite 2 de SWOT

	S2	N2	K2	K1	O1	P1	2N2	Mu2	Nu2	L2	T2	M4	MS4	Sa
M2	437	106	315	144	266	671	188	2021	101	106	199	93	119	125
S2		140	10092	108	678	265	330	555	131	86	366	119	93	98
N2			6467	61	176	92	243	112	1993	53	226	768	56	58
K2				265	144	591	118	272	77	160	122	72	190	208
K1					94	183	82	135	60	405	84	57	670	962
O1						191	640	306	162	76	795	144	82	85
P1							147	504	88	126	154	82	144	154
2N2								207	217	68	3287	185	73	75
Mu2									106	101	221	98	112	118
Nu2										52	203	1248	55	56
L2											70	50	1022	698
T2												175	75	77
M4													53	54
MS4														2198

TABLE E.4 – Périodes de séparation en jours pour l'orbite 3 de SWOT

ANNEXE F

Figures

La figure F.1 représente le panache de l'Amazone. La première image correspond à l'analyse de l'image située en dessous. La deuxième a été prise par l'instrument MODIS le 30 septembre 2006. Les changements de couleurs montrent bien l'apport en sédiments du fleuve. Il se forme un panache qui remonte vers le nord-ouest. La première image correspond à l'analyse de la donnée. Il s'agit de la concentration en chlorophylle (pigment producteur d'énergie qui donne aux plantes leur couleur verte) à la surface des eaux océaniques. Les zones où la concentration de la chlorophylle sont élevées sont en jaune et correspondent au panache. Les zones en noire sont celles où la concentration n'a pas pu être calculée à cause des nuages ou du Soleil. En effet l'effet très clair en haut à gauche de l'image satellite est lié au reflet du Soleil.

Les figures F.2a et F.2b correspondent à des zooms au niveau de l'embouchure du fleuve des amplitudes et phases de l'onde harmonique M2.

Les figures F.3 et F.4 représentent les amplitudes des différentes composantes de l'onde de marée et leur écart aux données du réseau marégraphique de la FEMAR.

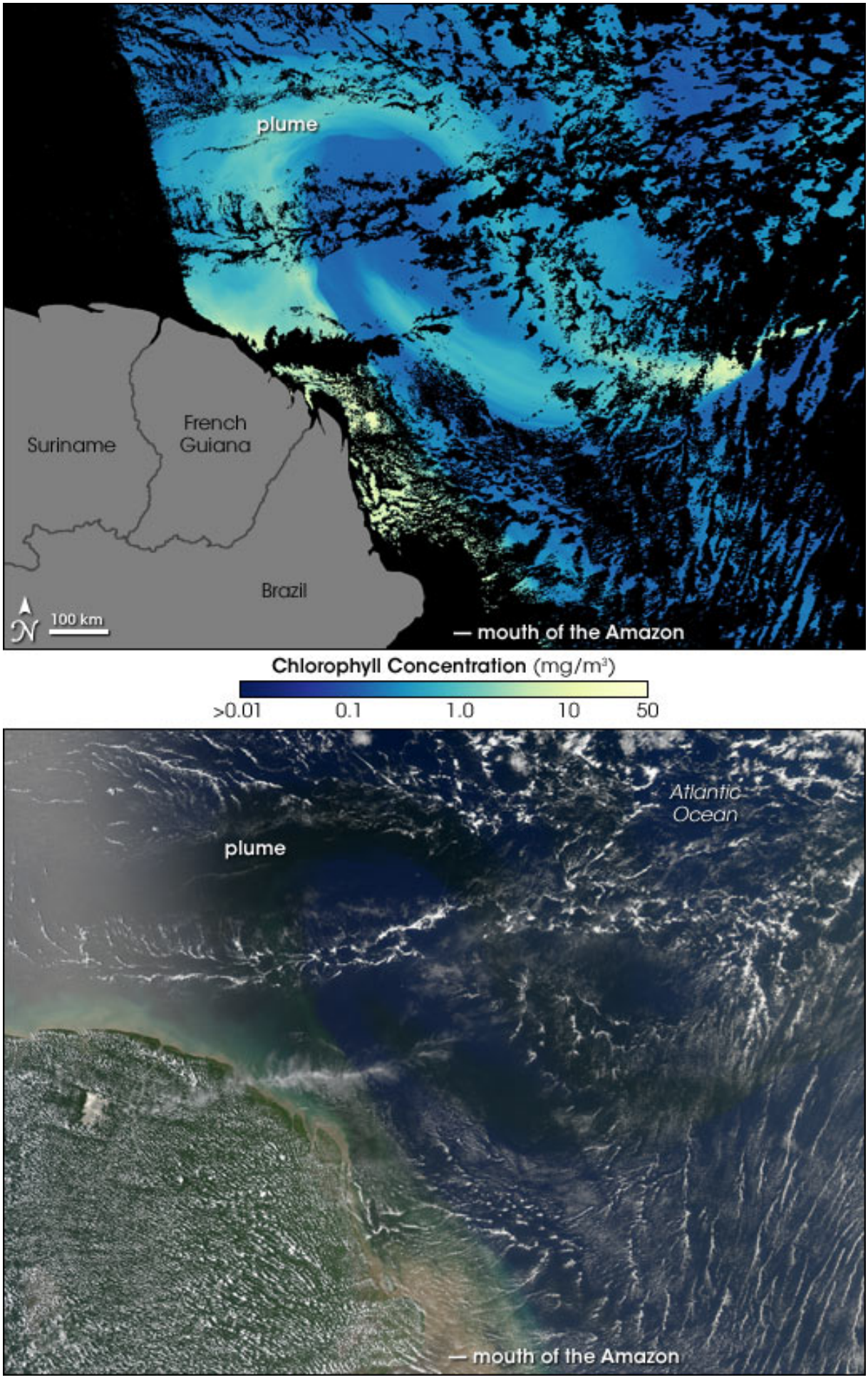
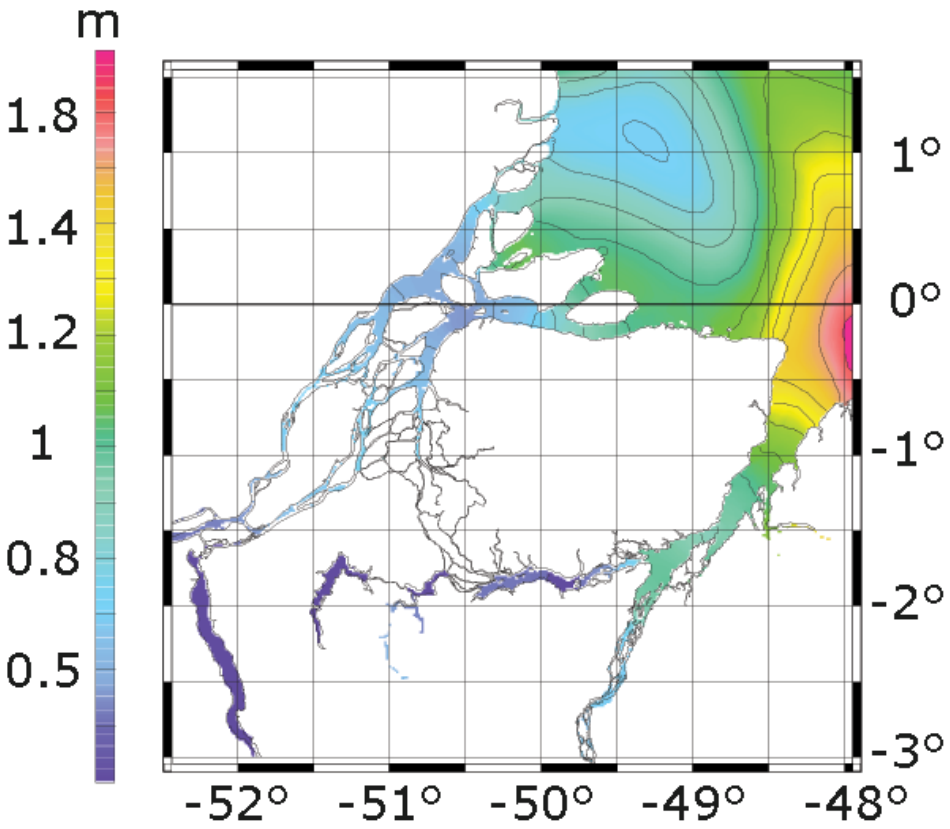
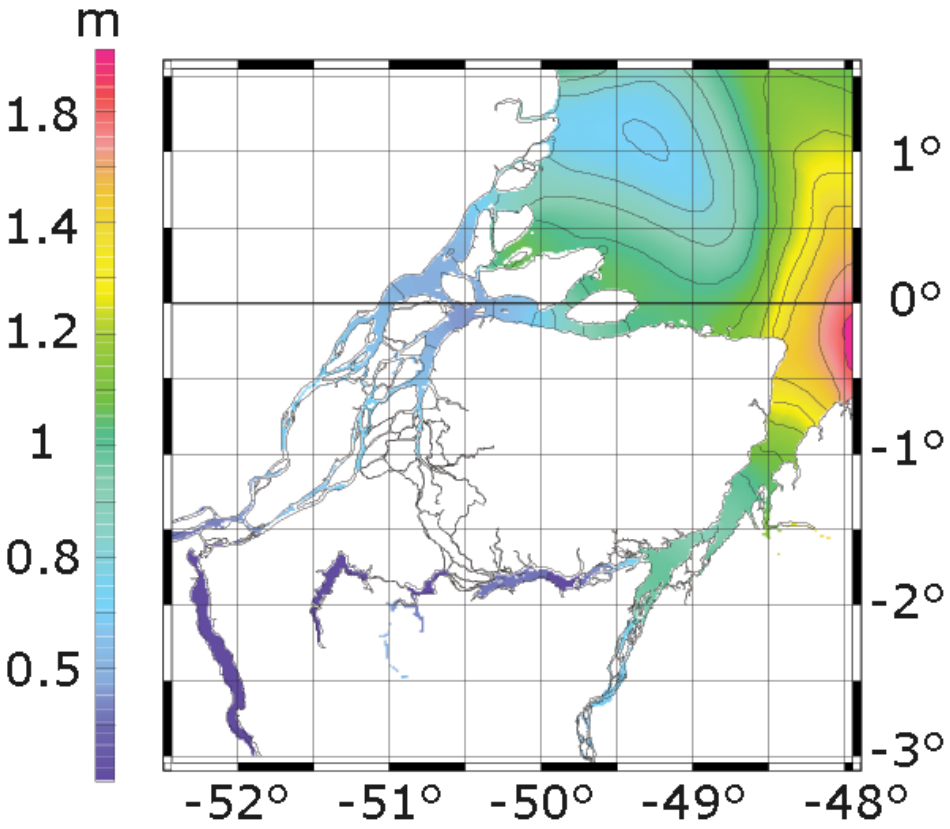


FIGURE F.1 – Panache de l'Amazone observé le 30 septembre 2006



(a) Amplitude en m



(b) Phase en degrés

FIGURE F.2 – Composante harmonique M2 simulée

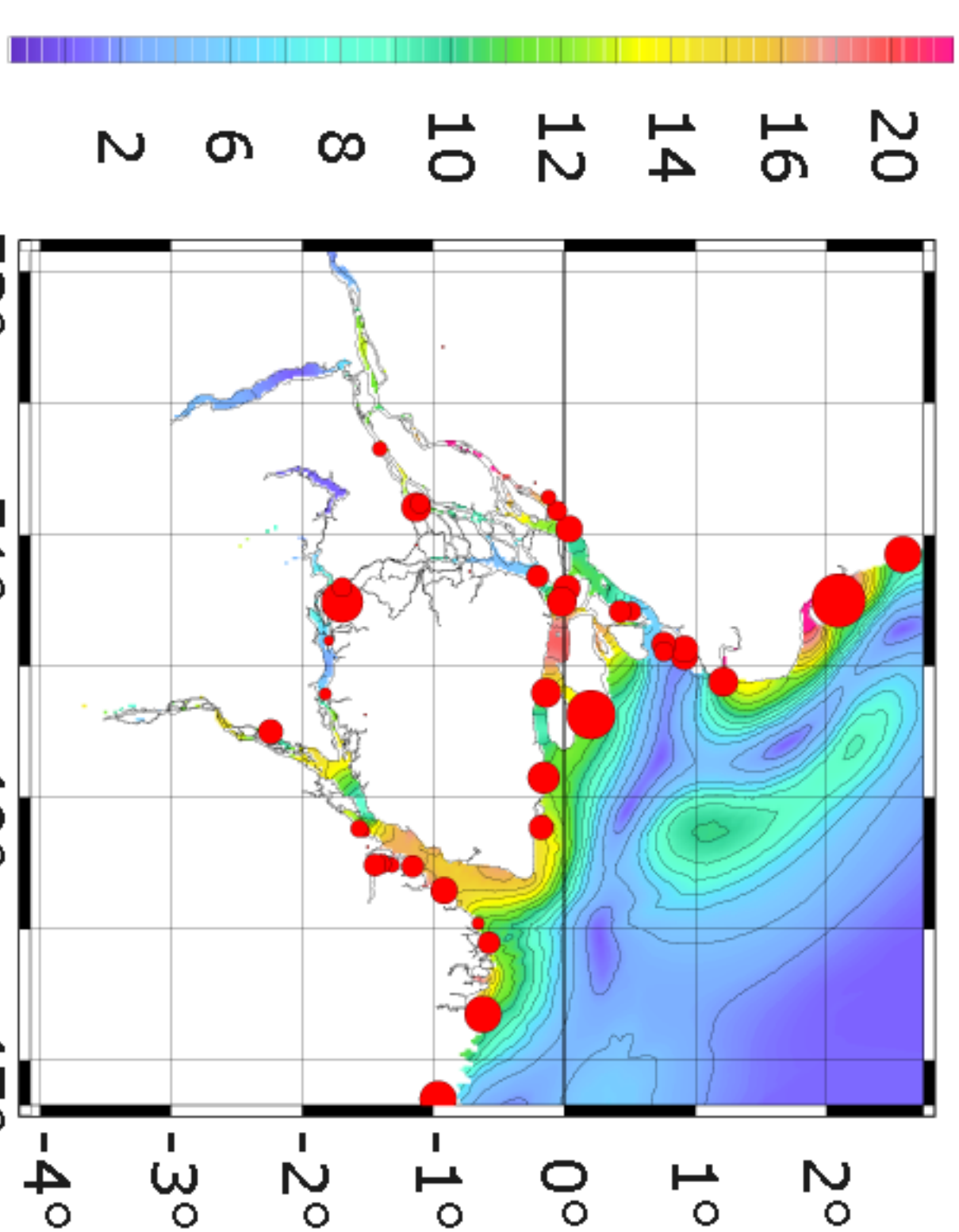


FIGURE F.3 – Amplitude de la composante M4 du modèle et comparaison au réseau de la FEMAR

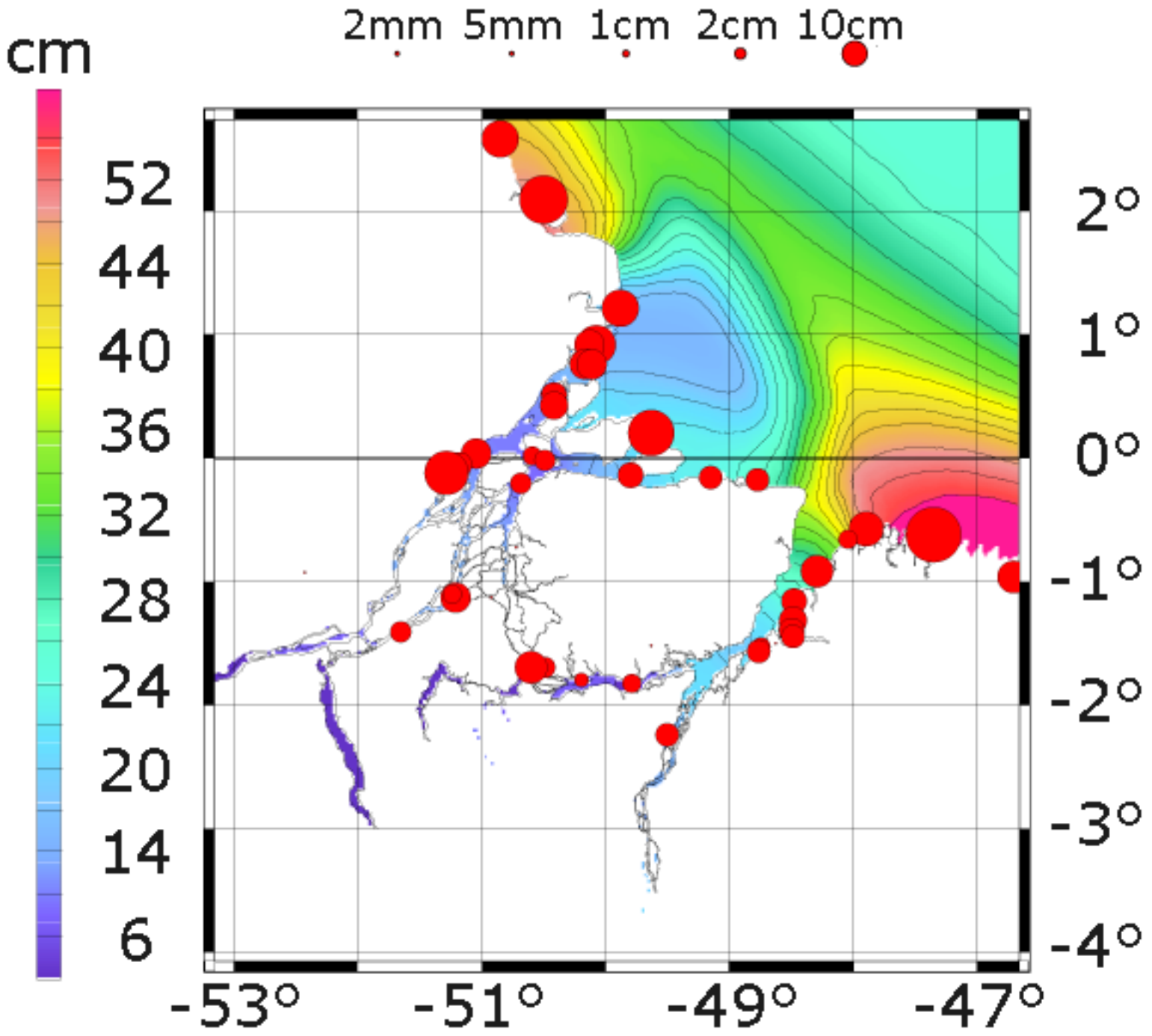


FIGURE F.4 – Amplitude de la composante S2 du modèle et comparaison au réseau de la FEMAR

ANNEXE G

Article

Article *Uncertainties in Mean River Discharge Estimates Associated With Satellite Altimeter Temporal Sampling Intervals : A Case Study for the Annual Peak Flow in the Context of the Future SWOT Hydrology Mission* paru dans IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters.

IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS, VOL. 9, NO. 4, JULY 2012 569

Uncertainties in Mean River Discharge Estimates Associated With Satellite Altimeter Temporal Sampling Intervals: A Case Study for the Annual Peak Flow in the Context of the Future SWOT Hydrology Mission

F. Papa, S. Biancamaria, C. Lion, and W. B. Rossow

***Abstract*—In the context of the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission, investigations are needed to refine the error budget for discharge estimations. This letter proposes to evaluate the uncertainties in the estimation of mean river discharge around the seasonal peak flow due to the satellite temporal sampling intervals. The daily time series of *in situ* river discharge measurements for 11 large rivers are used to analyze the uncertainties associated with the sampling of four altimeter repeat cycles: the 35-, 22-, and 10-day repeat cycles in the nadir-looking configuration of current altimeters and the 22-day repeat cycle in the SWOT wide-swath configuration, where a given location is observed every cycle twice at the equator and six times in higher latitudes. Results show that, for boreal rivers, a sampling of 35 or 22 days from current nadir altimeters is too coarse to give an accurate estimate of the average discharge around the seasonal peak flow, whereas for all watersheds, the uncertainties associated with a 10-day repeat cycle or the 22-day repeat cycle in the SWOT wide-swath configuration are within the range of acceptable uncertainties (15%–20%). In addition, the absolute maximum mean discharge uncertainties associated with the SWOT time sampling have a strong relationship with the variance of the river discharge. This suggests that, rather than the commonly used basin area, the magnitude of the short-time-scale variance of the discharge could be used as a predictor of the uncertainties associated with temporal sampling intervals when estimating average discharge around the seasonal peak flow.**

***Index Terms*—Error budget, hydrology, river discharge, surface water, Surface Water and Ocean Topography (SWOT).**

I. Introduction

CONTINENTAL freshwater runoff or discharge, as well as the spatial distribution and storage of fresh water on land, is a key parameter of the global water cycle and plays an important role in driving the climate system [1]. Moreover, natural disasters of hydrological origin dramatically affect human societies, with large economic losses during water-related extreme events such as floods or droughts.

Despite a widespread recognition of the need for better observations at global scale, surface freshwater measurements are still limited mostly to sparse *in situ* networks of gauges, the number of which has dramatically decreased during the last two decades, particularly in remote areas [1]. In addition, public access to recent observations is generally restricted.

Over the last 20 years, satellite remote sensing techniques have become more useful for hydrologic investigations [1]–[3]. In particular, satellite altimetry (TOPEX–Poseidon (T–P), Jason-2, ERS-1/2, GFO, and ENVISAT missions) has been used for systematic monitoring of water levels in large rivers, lakes, and floodplains [4], and several studies have demonstrated the capability of using these sensors locally for estimating river discharge in large rivers (still limited to rivers with a width of few kilometers), including the Ganges–Brahmaputra [5] or the Ob River [6]. Indeed, the construction of empirical regression curves between altimetry-derived river water heights in large river basins and *in situ* measurements of river discharge can provide altimetry-based discharge estimates for times when *in situ* discharge observations are missing or can even extend the time series of river discharge forward/backward. This technique has several limitations [1], [5], [7], such as the quality of the current altimetry data themselves over continental water bodies, the current altimeter sampling frequency along track, and the spatial coverage of current satellite altimetry missions which is not adequate for global-scale investigations due to their orbit track separation at the equator (few tens to hundreds of kilometers). In addition, a major drawback in the use of current altimetric measurements to monitor river stage and discharge is the temporal sampling rate at a given location, which is 10 days for T-P/Jason-2 and 35 days for ERS-1/2 and ENVISAT. With such space/time sampling intervals, current satellite altimeters cannot compete with observations made daily or twice daily by *in situ* gauges, a frequency required to study local hydrological processes, to evaluate flood risk or for the management of water resources. Nevertheless, for studies related to climate, the use of current radar altimetry is

Manuscript received June 9, 2011; revised October 6, 2011; accepted October 24, 2011. Date of publication January 18, 2012; date of current version May 7, 2012.

F. Papa, S. Biancamaria, and C. Lion are with the Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Centre National de la Recherche Scientifique–Centre National d'Etudes Spatiales–Institut de Recherche pour le Développement–Université Paul Sabatier, 31400 Toulouse, France (e-mail: fabrice.papa@ird.fr).

W. B. Rossow is with the National Oceanic and Atmospheric Administration Cooperative Remote Sensing Science and Technology Center, The City College of New York, New York, NY 10031 USA.

Color versions of one or more of the figures in this paper are available online at http://ieeexplore.ieee.org.

Digital Object Identifier 10.1109/LGRS.2011.2174958

1545-598X/$31.00 © 2012 IEEE

still extremely valuable as a complement to ground-based observations [5].

The future wide-swath altimetry measurements made by the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) satellite mission (to be launched in 2020) will provide high-resolution characterization of water surface elevations with 2-D global maps of terrestrial surface water extent and storage changes and discharge estimates [1]. Previous studies [1], [7]–[9] have reviewed the expected accuracy of the variables that will be measured and investigated the different errors which will affect SWOT data and the derived discharge. Instantaneous discharge estimated globally from SWOT is expected to have errors below 25%, even if, locally, these errors might be higher for ungauged basins. These errors are primarily due to errors on SWOT measurements (error on water elevation will be equal to or below 10 cm, error on the water mask will be around 20% of the true area, and error on the river slope will be equal to or below 1 cm/1 km). Other anticipated sources of error come from ancillary data needed to compute the discharge (bathymetry and friction coefficient). When estimating monthly or average river discharge from instantaneous discharge estimates, the temporal resolution of the satellite observations will also be a source of uncertainties.

In this letter, we focus on the evaluation of the uncertainties due to the temporal sampling on the estimation of mean river discharge around the annual peak flow. Even though it is important to accurately monitor low-flow and high-flow discharges, the hydrologic events around the yearly peak flow are of particular importance as they are generally associated with the flood waves.

The *in situ* measurement and observation of river discharge are, in general, well established, and ideally, the goal for *in situ* discharge data accuracy is within $\pm 5\%$ of the true value. However, given the difficulties to measure the depth and velocities (and, consequently, the true discharge), particularly in large and strong-flowing rivers, the community agrees that a 15%–20% accuracy is generally acceptable. When using radar altimetry, the accuracy of river discharge estimates depends, among other factors, on the satellite temporal sampling: For instance, mean discharge estimates will likely be more accurate for a river with several views per orbit than for a river with one revisit. Former and current radar altimeters (T/P, Jason-2, ERS-1/2, and ENVISAT) view nadir along the orbit track, so a particular point is observed only once every repeat cycle except at overpasses (ascending and descending views) where two measurements are made. Given the intertrack interval ($\sim$300 and $\sim$80 km at the equator for T-P/Jason-2 and for ERS-1/2 and ENVISAT, respectively), most of continental water bodies that are monitored are sampled only once and not always at an adequate location to measure river discharges. Unlike a nadir-viewing instrument, wide-swath instrument might see the same location from adjacent orbits, so a particular point might be observed several times every repeat cycle. With its wide-swath altimetry measurements, the SWOT mission will offer a global spatial coverage with the number of views of a given location per cycle varying as function of latitude and ranging from twice at the equator to more than six times at high latitudes. At the time of writing, SWOT nominal orbit will have a 22-day repeat period and a global coverage of the Earth up to the latitudes of 78° north and 78° south.

Using T-P (10-day repeat cycle) and ERS-2 and ENVISAT (35-day repeat cycle) altimeters, Papa *et al.* [5] and Kouraev *et al.* [6] showed that the errors of the discharge estimated indirectly from altimetric measurements (at 10 days, monthly, or annual time scales) are, on average, well within the range of acceptable errors (5%–20%). However, the impact of the temporal sampling on the accuracy of the river discharge estimates during the annual peak flow is still not well known. For instance, if all overpasses occurred during flood stage, it leads to an overestimation of the average discharge based on these observations, whereas in other cases, the sensor may completely miss the peak flow event. Over the Ganges–Brahmaputra river system, Papa *et al.* [5] showed that, even with a coarse 35-day sampling interval (ERS-2/ENVISAT), the underestimation or overestimation of the *in situ* mean discharge, in general, never exceeds 20%. Using a similar methodology, the goal of this study is to assess the effects that different altimeter repeat cycles (10-, 22-, and 35-day temporal samplings and with a "real" SWOT repeat cycle in the wide-swath configuration) will have in estimating mean discharge around the yearly peak flow. For this, we will use daily *in situ* gauge measurements from 11 large rivers around the world. Section II presents and discusses the data sets and the methodology. Section III presents and discusses the results. The conclusions are given in Section IV.

II. Data Set and Methodology

We analyze the daily time series of *in situ* river discharge measurements for 11 large rivers (Table I), which represent a fair sample of different environments, from the tropics to boreal regions. These time series are provided by the following: 1) the HYBAM project (www.ore-hybam.org) for the Amazon and Congo Rivers and 2) the Global Runoff Data Center[1] for the other rivers. These 11 rivers were selected because of the availability of fairly long (more than a decade), accurate (evaluated), and continuous measurements.

Using these data sets, we performed the following analysis for each of the 11 rivers, with T representing the repeat cycle of the satellite (10, 22, or 35 days).

The date of the peak flow is identified for each year in the *in situ* record. A sliding window of T days is applied to the record, starting T days before the peak flow and going to the peak flow date in each year. The window moves with one-day steps; at each step, the average discharge is calculated using all T days in the window (the true mean) and using only the two endpoints. The same calculation is done for all the years for which *in situ* discharge is available (Table I). The difference (in percent of true mean) between the two means at each step is averaged over the years. The analysis is done for each of the 11 stations.

In parallel, "true" SWOT observation times were determined for each of the 11 gauge locations by calculating the number of times that each gauge location is viewed from the satellite

[1]Global Runoff Data Centre (2009), Long Term Mean Monthly Discharges and Annual Characteristics of GRDC Station/Global Runoff Data Centre, Koblenz, Federal Institute of Hydrology (BfG).

TABLE I

INFORMATION ON THE DAILY *IN SITU* RIVER DISCHARGE TIME SERIES USED IN THIS STUDY: RIVER NAME, GAUGE STATION NAME AND LOCATION, FIRST AND LAST YEARS OF THE AVAILABLE TIME SERIES, CATCHMENT'S AREA, MEAN VALUE AND STANDARD DEVIATION (STD) FOR THE ENTIRE DAILY DISCHARGE TIME SERIES, AND THE NUMBER OF VIEWS OF THE GIVEN GAUGE STATION PER SWOT CYCLE

River Name	Station Name and locations	Time series	Catchment area (km^2)	Mean Discharge/ STD (m^3/s)	Number of samples per SWOT cycle
Amazon	Obidos (1.92°S; 55.67°W)	1968-2008	4618000	172700 / 49840	2
Congo	Brazzaville (4.25°S; 15.28°E)	1968-2008	3500000	40500 / 9300	2
Danube	Ceatal Izmail (45.21°N; 28.72°E)	1954-2008	807000	6580 / 2550	2
Irrawaddy	Sagaing (21.98°N;96.10°E)	1978-1988	117900	8170 / 6820	2
Lena	Kusur (70.70°N; 127.65°E)	1954-2003	2430000	16950 / 23860	6
Mekong	Phnom Penh (11.58°N; 104.96°E)	1960-1973	663000	13305 / 13300	2
Mississippi	Vicksburg, MS (32.31°N; 90.95°W)	1954-1999	2964000	17370 / 9620	2
Niger	Lokoja (7.80°N; 6.77°E)	1970-1993	2077000	4830 / 4890	2
Ob	Shalekard (66.57°N;66.53°E)	1954-1999	2949000	12800 / 11190	6
Orinoco	Puente Angosta (8.15°N; 63.60°W)	1950-1989	836000	31650 / 21690	2
Yenisey	Igarka (67.48°N; 86.50°E)	1980-2003	2440000	19170 / 23180	3

during a cycle using the relationship between the number of revisits and latitude [7]. The same analysis is done as previously, but instead of considering only the two endpoints of the 22-day repeat cycle, we consider all observations of the target within the 22-day repeat cycle. The numbers of revisits per cycle for each station are given in Table I, but note that the SWOT sampling is not uniformly distributed in time during one repeat cycle. Depending on the location, a target may be observed twice on two consecutive days and, then, not be sampled again for the next ten days. In our case, for the Amazon at Obidos, two observations are made on the 16th and 17th days of the cycle, whereas there are up to six observations for the Lena River in Siberia, with irregular sampling on the 2nd 5th, 8th, 11th, 18th, and 21st days of the cycle. Globally, the maximum time between two observations for a target is 13 days [7]. Note also that, in this study, we have only considered the SWOT measurements that observe the gauge location directly. However, because of its wide swath, SWOT will also measure water elevations upstream and downstream of the gauge location, which could then be used to infer water elevation at the gauge location using hydrodynamic models or statistical relationships and, therefore, increase the number of samples on the mean discharge estimate [10]. Thus, the SWOT temporal sampling uncertainty computed in this study corresponds to the maximum expected error.

Finally, in the present study, we are interested in the effect of temporal sampling only. It is important to remind here that these uncertainties represent only a source of error among many other uncertainties associated with the estimates of instantaneous and mean river discharges from altimeter data. Indeed, as discussed in the introduction, the river water height needs to be first converted into discharge, and such retrieval errors [7], [9] will also largely impact the results. These effects will not be discussed here.

III. RESULTS AND DISCUSSION

The results for the 35-, 22-, and 10-day temporal samplings are plotted in Fig. 1 for the 11 stations. The x-axis values represent the lower endpoint of a T-day sliding window. For zero, the lower endpoint of the time window is at peak minus T days, and the upper endpoint is on the day of the peak discharge. At five, the lower end is at peak minus T plus five days, and the upper end is at peak plus five days and so on. The y-axis

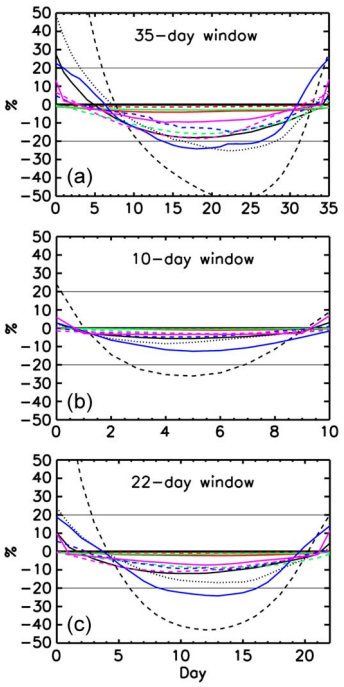


Fig. 1. Uncertainty of the (a) 35-, (b) 10-, and (c) 22-day sampling intervals in the estimation of mean river discharge around the yearly peak flow for 11 large rivers (see text for details and the method): (Black solid line) The Ob, (black doted line) the Yenisey, (black dashed line) the Lena, (red solid line) the Orinoco, (red dashed line) the Amazon, (green solid line) the Congo, (green dashed line) the Niger, (blue solid line) the Irrawaddy, (blue dashed line) the Mekong, (purple solid line) the Danube, and (purple dashed line) the Mississippi.

represents for each step the average difference over the years between the average discharge calculated using only the two endpoints and the true mean discharge calculated using all days in the time window. The y-axis values are expressed in percent of the true mean.

As expected, with the 35-day window (Fig. 1(a); the case of ERS/ENVISAT altimeters), the uncertainties are the largest, with big differences from river to river. The largest differences are found for the three basins in Siberia, the Ob, the Yenisey, and the Lena, for which river discharge is characterized by a sharp and rapid increase at the end of the snowmelt season when the river ice breaks up. High river discharge values last only few weeks before a sharp decrease. For instance, for the Lena River, when one of the endpoints is within ± 5 days of the date of the peak flow, the average overestimation can be more than 200%

of the true mean. When the two samples bracket the peak flow date (around day 14 to 25), the underestimation is between 30% and more than 50%. The Yenisey and Ob Rivers show the same patterns but with smaller over-/underestimation, particularly for the Ob River for which the flood season and high peak flow last longer [11], [12]. For midlatitude and tropical watersheds, the results show differences within the acceptable range of uncertainties for river discharges, i.e., around $\pm 20\%$. In most tropical watersheds (Amazon, Niger, Orinoco, etc.), when one of the endpoints is on the date of the peak flow ($day = 0$, for instance), the mean discharge using the two endpoints overestimates the true 35-day mean river discharge by about 10%. Then, the differences show almost permanent underestimations of the 35-day mean discharge as soon as the peak flow is missed by three to four days. Moving the window forward shows that the differences (underestimates) are less than 5%, even with a 35-day sampling interval, and reach a maximum when the two samples bracket the peak flow date. The differences are larger for midlatitude watersheds, but the differences are generally less than 15% with a maximum underestimation of $\sim$20% for the Mississippi. Note that, among the tropical watersheds, the Irrawaddy shows the largest uncertainties (maximum and minimum underestimations above 20%) which might be explained by sharp increases and variability of the river discharge value during the monsoon season. This behavior is similar to the one found in [5] for two other large rivers of the region, the Ganges and the Brahmaputra.

As also expected, a ten-day sampling [Fig. 1(b)], which is the repeat cycle of T-P and Jason-2 radar altimeters, leads to much smaller errors when estimating the discharge around the peak flow. Tropical basins, such as the Amazon, the Orinoco, or the Congo, show almost no difference between the ten-day bracket and the true mean discharge (uncertainties below 2%). With a ten-day sampling interval, all rivers except the Lena are within $\pm 20\%$. The maximum error for the Lena is an underestimation (25%) when the two samples bracket the peak flow date (day 5). Nevertheless, uncertainties for around day 0 for the Lena are reduced from more than 200% with a 35-day repeat cycle to $\sim$20%. For the Yenisey and Irrawaddy Rivers, the large uncertainties noticed with the 35-day sample are reduced to less than 10% with a ten-day repeat cycle.

Fig. 1(c) shows the results for a 22-day repeat cycle for the SWOT mission with only nadir view, i.e., when the targets are visited only once every 22 days. As an intermediate case between the 35- and 10-day sampling intervals, the results still show fairly good estimates of mean discharge around the peak flow for most tropical basins (Amazon, Congo, and Orinoco) and uncertainties in midlatitude basins on the order of 10%. The Irrawaddy and Yenisey have the largest errors but with maximum over-/underestimations around 20%. For the Lena River, a sampling of 22 days is still too coarse to give an accurate estimate of the peak flow mean discharge with uncertainties ranging from $\sim$100% to -40%.

However, as mentioned earlier, "true" SWOT observation times are more frequent per orbit repeat cycle with each gauge location sampled at least twice within a 22-day repeat cycle. Using the real SWOT orbit sampling (Table I), Fig. 2 shows that the errors on estimated discharge around the peak flow

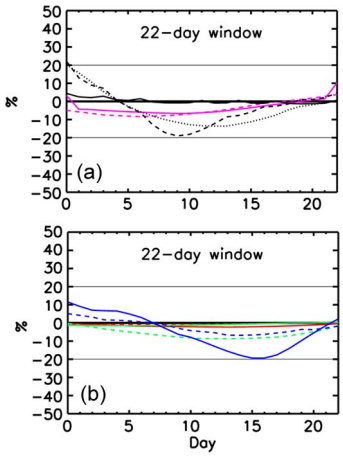


Fig. 2. Same as Fig. 1 with the SWOT 22-day repeat cycle but taking into account the number of SWOT views per cycle. For clarity, we separate (a) the rivers in boreal/midlatitude environments and (b) the ones located in the tropics.

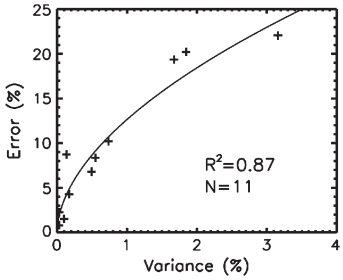


Fig. 3. Relationship between the uncertainties on the monthly discharge estimates around the yearly peak flow in the context of SWOT 22-day repeat cycle and the percentage of total discharge variance for frequencies above 1/(20 days) estimated for the 11 stations.

are greatly reduced and well within the range of acceptable uncertainties for all 11 rivers. For the boreal and midlatitude basins [Fig. 2(a)], the over-/underestimation of mean discharges is always under 20%. The Lena, which is now sampled up to six times in a cycle, also shows uncertainties within this range. The Ob River, which already showed acceptable errors with a 22-day cycle [Fig. 1(c)], is now sampled six times in a true SWOT configuration, reducing uncertainties to less than 5%.

For the tropical watersheds (Fig. 2(b); two revisits minimum as in Table I), all associated uncertainties are below 10%, except for the Irrawaddy, which still shows larger errors (overestimation of $\sim$10% and underestimation of $\sim$20%) even when it is sampled twice. For the Amazon, the Congo, the Mekong, and the Orinoco, the uncertainties are on the order of a few percent. Thus, these results show that, for the 11 rivers considered here, the uncertainties associated with SWOT temporal sampling when estimating mean discharge around the annual peak flow are well within the range of acceptable errors.

Absolute maximum mean discharge errors for each river [as in Fig. 2(a) and (b)] have been plotted as a function of the percentage of river discharge variance for frequencies above 1/(20 days) (Fig. 3). This percentage is computed as follows. For each daily discharge time series for the 11 rivers, a Fourier transform is calculated, and the integral of its variance (which is the square of the Fourier transform amplitude) over all time scales less than 20 days is computed as a percentage of the total variance. This percentage gives the relative contribution

of frequencies above 1/(20 days) to the discharge variance and is expected to be larger for rivers with significant variability at shorter time scale. Fig. 3 shows that the temporal sampling error is associated with the short-time-scale variability of the river discharge time series. A regression analysis gives a quantitative estimate of the relationship between discharge variance and SWOT temporal sampling errors in a form of a power law, statistically significant at 99% confidence level ($R^2 = 0.87$ with 11 points and p-values < 0.01 with $|R| > 0.735$). Quite logically, for rivers with large short-time-scale variance, typically the boreal rivers with freeze/thaw cycles and the monsoon-affected Irrawaddy, the SWOT sampling error is larger. Usually, temporal sampling errors on mean river discharge are parameterized as a function of the river catchment area [7]. However, we show that, in the case of estimates of the mean discharge around the seasonal peak flow, the uncertainty has a strong relationship with the variance of the river discharge. In the case of these 11 large rivers, the correlation between the absolute discharge errors and the catchment's area is only $R^2 = 0.18$. Thus, the magnitude of the short-time-scale variance is a stronger predictor of the peak discharge error than the basin area. Although this analysis only had 11 samples, we suggest that the relationship with the variance could then be a new tool to infer the quality of future SWOT measurements at other gauge locations, if some past discharge time series is available to calibrate the relationship.

IV. Conclusion

This letter has reported the first effort to evaluate the uncertainties in the estimation of mean river discharge around the seasonal peak flow due to satellite altimeter temporal sampling intervals. Analyzing the daily time series of *in situ* river discharge measurements for 11 large rivers in different environments, the results show that, for high-latitude rivers, a sampling of 35 or 22 days in the nadir-looking configuration of current altimeter mission is too coarse to give an accurate estimate of the average discharge around the seasonal peak flow. For tropical watersheds, however, such time sampling intervals lead to uncertainties that generally never exceed 20% and, thus, are in the range of uncertainties acceptable for river discharge estimations. On the other hand, the uncertainties associated with a ten-day repeat cycle are well within the range of acceptable errors from tropical to Siberian rivers. Owing to its wide-swath altimetry technique, which will enable to observe a given location at least twice at the equator and up to six times in high latitudes every repeat cycle, the uncertainty due to SWOT time sampling on the average discharge around the seasonal peak flow is greatly reduced when compared to a 22-day repeat cycle instrument with a nadir-looking angle. We found that these uncertainties are generally well within the range of acceptable errors for boreal watersheds (absolute maximum mean discharge uncertainties from 5% to 20%), midlatitude watersheds (absolute maximum mean discharge uncertainties $\sim$10%), and tropical watersheds (absolute maximum mean discharge uncertainties from 2% to $\sim$20%). Moreover, we find that absolute maximum mean discharge uncertainties around the seasonal peak flow have a strong relationship with the variance of the river discharge. Thus, around the peak flow, we suggest that the magnitude of the short-time-scale variance of the discharge could be used as a predictor of the uncertainties rather than the commonly used basin area.

The future launch of the SWOT mission in 2020 will represent a step increase for continental hydrology, and further studies are needed to refine the SWOT error budget for discharge estimates. For instance, the uncertainties for smaller rivers ($\sim$100-m to $\sim$1-km width) have not been addressed here and require further investigations. Moreover, we have addressed in this letter the source of errors due to the temporal sampling of the satellite only, but in reality, it will combine with other sources of uncertainty. These issues need to be addressed in future works.

Acknowledgment

The authors thank Dr. C. K. Shum from Ohio State University and an anonymous reviewer for their constructive comments and suggestions.

References

[1] D. E. Alsdorf, E. Rodriguez, and D. P. Lettenmaier, "Measuring surface water from space," *Rev. Geophys.*, vol. 45, no. 2, p. RG2 002, May 2007. doi: 10.1029/2006RG000197.

[2] J. F. Crétaux, A. V. Kouraev, F. Papa, M. Bergé-Nguyen, A. Cazenave, N. Aladin, and I. S. Plotnikov, "Evolution of sea level of the big Aral Sea from satellite altimetry and its implications for water balance," *J. Great Lakes Res.*, vol. 31, no. 4, pp. 520–534, 2005.

[3] F. Papa, C. Prigent, F. Aires, C. Jimenez, W. B. Rossow, and E. Matthews, "Interannual variability of surface water extent at global scale, 1993–2004," *J. Geophys. Res.*, vol. 115, p. D12 111, Jun. 2010. doi: 10.1029/2009JD012674.

[4] F. Frappart, F. Papa, J. S. Famiglietti, C. Prigent, W. B. Rossow, and F. Seyler, "Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin," *J. Geophys. Res.*, vol. 113, p. D21 104, Nov. 2008. doi: 10.1029/2007JD009438.

[5] F. Papa, F. Durand, W. B. Rossow, A. Rahman, and S. Bala, "Satellite altimeter-derived monthly discharge of the Ganga–Brahmaputra River and its seasonal to interannual variations from 1993 to 2008," *J. Geophys. Res.*, vol. 115, p. C12 013, Dec. 2010. doi: 10.1029/2009JC006075.

[6] A. V. Kouraev, E. A. Zakharova, O. Samain, N. M. Mognard, and A. Cazennave, "Ob' river discharge from Topex–Poseidon satellite altimetry (1992–2002)," *Remote Sens. Environ.*, vol. 93, no. 1/2, pp. 238–245, Oct. 2004.

[7] S. Biancamaria, K. M. Andreadis, M. Durand, E. A. Clark, E. Rodriguez, N. M. Mognard, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, and Y. Oudin, "Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities," *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, vol. 3, no. 1, pp. 6–19, Mar. 2010.

[8] K. M. Andreadis, E. A. Clark, D. P. Lettenmaier, and D. E. Alsdorf, "Prospects for river discharge and depth estimation through assimilation of swath-altimetry into a raster-based hydrodynamics model," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, p. L10 403, May 2007. doi: 10.1029/2007GL029721.

[9] M. Durand, E. Rodriguez, D. E. Alsdorf, and M. Trigg, "Estimating river depth from remote sensing swath interferometry measurements of river height, slope, and width," *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, vol. 3, no. 1, pp. 20–31, Mar. 2010.

[10] S. Biancamaria, M. Durand, K. M. Andreadis, P. D. Bates, A. Boone, N. M. Mognard, E. Rodríguez, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, and E. A. Clark, "Assimilation of virtual wide swath altimetry to improve Arctic river modeling," *Remote Sens. Environ.*, vol. 115, no. 2, pp. 373–381, Feb. 2011.

[11] F. Papa, C. Prigent, and W. B. Rossow, "Ob' river flood inundations from satellite observations: A relationship with winter snow parameters and river runoff," *J. Geophys. Res.*, vol. 112, p. D18 103, 2007. doi: 10.1029/2007JD008451.

[12] F. Papa, C. Prigent, and W. B. Rossow, "Monitoring flood and discharge variations in the large Siberian rivers from a multi-satellite technique," *Surv. Geophys.*, vol. 29, no. 4/5, pp. 297–317, Oct. 2008.

Liste d'acronymes

ADCP	Profileur de courant à effet Doppler
ANA	Âgencia Nacional da Àguas
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CEMAGREF	Centre national du Machinisme Agricole, du Génie Rural et des Eaux et Forêts
CSA–ASC	Agence Spatiale Canadienne – Canadian Space Agency
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CTOH	Centre of Topography of the Oceans and the Hydrosphere
DEM	Digital Elevation Model
DHI	Danish Hydraulic Institute
ENVISAT	ENVIronment SATellite
ERS–1	European Remote Sensing Satellite–1
ERS–2	European Remote Sensing Satellite–2
FAO	Food and Agriculture Organization
FEMAR	Fundação de Estudos do Mar
FR	Far Range
GEBCO	General Bathymetry Chart of Oceans
GO	Geometric Optic
GPM	Global Precipitation Measurements
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GRDC	Global Runoff Data Centre
GRFM	Global Rain Forest Mapping

HEC–RAS	Hydrologic Engineering Centers River Analysis System
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICESat	Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite
IEM	Integral Equation Model
IGN	Institut national de l'information géographique et forestière
IRSTEA	Insitut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture
ISBA	Interaction Sol–Biosphère–Atmosphère
J1	Jason–1
J2	Jason–2
JERS–1	Japanese Earth Ressource Satellite–1
LAI	Leaf Area Index
LEGOS	Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie spatiales
LTCI	Laboratoire Traitement et Communication de l'Information
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NPP	Non Ping-Pong
NR	Near Range
ONERA	Office National d'Etudes et de Recherches Aéronautiques
ORE–HyBAM	Observatoire de Recherche en Environnement – contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone
PO	Physical Optics
POM	Princeton Ocean Model
PP	Ping-Pong
PSMSL	Permanent Service for Mean Sea Level
RCS	Radar Cross Section Radar
ROMS	Regional Ocean Modeling System
ROS	Radar à Ouverture Synthétique
SAR	Synthetic Aperture Radar
SECHIBA	Schématisation des ÉChanges Hydriques à l'Interface Biosphère–Atmosphère
SCHAPI	Service Central d'Hydrométéorologie et d'Aide à la Prévision des Inondations
SisBAHIA	Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental
SIR–C	Spaceborne Imaging Radar–C

SLC	Single Look Complex
SMAP	Soil Moisture Active and Passive
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPC	Service de Prévision des Crues
SPM	Small Perturbation Model
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SWOT	Surface Water and Ocean Topography
T/P	Topex/Poséidon
T–UGOm	Toulouse–Unstructured Grid Ocean model
TanDEM–X	TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement
TETIS	Territoires, Environnement, Télédétection et Information Spatiale
TRIP	Total Runoff Intergrating Pathways
UMR	Unité Mixte de Recherche
UN-Water	United Nations-Water
WSOA	Wide-Swath Ocean Altimeter
WWDR4	World Water Development Report 4

Bibliographie

Alsdorf, D., and D. Lettenmaier, Tracking fresh water from space, *Science*, *301*(5639), 1491–1494, 2003.

Alsdorf, D., J. Melack, T. Dunne, L. Mertes, L. Hess, and L. Smith, Interferometric radar measurements of water level changes on the amazon flood plain, *Nature*, *404*(6774), 174–177, doi :10.1038/35004560, 2000.

Alsdorf, D., T. Dunne, J. Melack, L. Smith, and L. Hess, Diffusion modeling of recessional flow on central amazonian floodplains, *Geophysical Research Letters*, *32*(21), L21,405, doi :10.1029/2005GL024412, 2005.

Alsdorf, D., P. Bates, J. Melack, M. Wilson, and T. Dunne, Spatial and temporal complexity of the amazon flood measured from space, *Geophysical Research Letters*, *34*(8), L08,402, doi : 10.1029/2007GL029447, 2007a.

Alsdorf, D., S. Han, P. Bates, and J. Melack, Seasonal water storage on the amazon floodplain measured from satellites, *Remote Sensing of Environment*, *114*(11), 2448–2456, doi :10.1016/j.rse.2010.05.020, 2010.

Alsdorf, D. E., E. Rodríguez, and D. P. Lettenmaier, Measuring surface water from space, *Reviews of Geophysics*, *45*(RG2002), doi :10.1029/2006RG000197, 2007b.

Attema, E. P. W., and F. T. Ulaby, Vegetation modeled as a water cloud, *Radio Science*, *13*(2), 357– 364, doi :197810.1029/RS013i002p00357, 1978.

Barbier, E., M. Acreman, and D. Knowler, Évaluation économique des zones humides : guide à l'intention des décideurs et planificateurs, *Tech. rep.*, Bureau de la convention de Ramsar, Gland, Suisse, 1997.

Barros, M. d. L. C., M. J. A. d. S. Sena, A. A. L. A. Mesquita, C. J. A. C. Blanco, and Y. Secretan, A water flow pattern analysis of GuajarÃ¡ Bay : Amazon Estuary - Brazil, *Journal of the Brazilian Society of Mechanical Sciences and Engineering*, *33*, 79–85, 2011.

Barthem, R. B., P. Charvet-Almeida, L. F. A. Montag, and A. E. Lanna, Global international waters assessment amazon basin, GIWA regional assessment 40b, p. 76, 2004.

Bates, P., and A. De Roo, A simple raster-based model for flood inundation simulation, *Journal of Hydrology*, *236*(1–2), 54–77, doi :10.1016/S0022-1694(00)00278-X, 2000.

Beardsley, R., J. Candela, R. Limeburner, W. Geyer, S. Lentz, B. Castro, D. Cacchione, and N. Carneiro, The m2 tide on the amazon shelf, *Journal of Geophysical Research*, *100*(C2), 2283–2319, doi : 10.1029/94JC01688, 1995.

Becker, M., B. Meyssignac, L. Xavier, A. Cazenave, R. Alkama, and B. Decharme, Past terrestrial water storage (1980-2008) in the amazon basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data, *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(2), 533–546, doi :10.5194/hess-15-533-2011, WOS :000287797500007, 2011.

Biancamaria, S., Etude du cycle hydrologique des régions boréales et apports de l'altimétrie à large fauchée, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse 3, 2009.

Biancamaria, S., K. Andreadis, M. Durand, E. Clark, E. Rodriguez, N. Mognard, D. Alsdorf, D. Lettenmaier, and Y. Oudin, Preliminary characterization of swot hydrology error budget and global capabilities, *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, *3*(1), 6–19, doi : 10.1109/JSTARS.2009.2034614, 2010.

Birkett, C. M., Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands, *Water Resources Research*, *34*(5), 1223–1239, doi :10.1029/98WR00124, 1998.

Birkett, C. M., L. a. K. Mertes, T. Dunne, M. H. Costa, and M. J. Jasinski, Surface water dynamics in the amazon basin : Application of satellite radar altimetry, *Journal of Geophysical Research*, *107*(D20), 8059, doi :10.1029/2001JD000609, 2002.

Bjerklie, D., S. Lawrence Dingman, C. Vorosmarty, C. Bolster, and R. Congalton, Evaluating the potential for measuring river discharge from space, *Journal of Hydrology*, *278*(1–4), 17–38, doi :10.1016/S0022-1694(03)00129-X, 2003.

Bjerklie, D. M., D. Moller, L. C. Smith, and S. L. Dingman, Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information, *Journal of Hydrology*, *309*(1–4), 191–209, doi : 10.1016/j.jhydrol.2004.11.022, 2005.

Bonnet, M., et al., Floodplain hydrology in an amazon floodplain lake (Lago grande de curuaí), *Journal of Hydrology*, *349*(1–2), 18–30, doi :10.1016/j.jhydrol.2007.10.055, 2008.

Bringer, A., C. Guerin, B. Chapron, and A. Mouche, Peakedness effects in near-nadir radar observations of the sea surface, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *50*(9), 3293–3301, doi : 10.1109/TGRS.2012.2183605, 2012.

Callède, J., J.-L. Guyot, J. Ronchail, M. Molinier, and E. De Oliveira, L'Amazone à Óbidos (Brésil) : étude statistique des débits et bilan hydrologique, *Hydrological Sciences Journal*, *47*(2), 321–333, doi : 10.1080/02626660209492933, 2002.

Callède, J., G. Cochonneau, F. A. Alves, J.-L. Guyot, V. Santos Guimarães, and E. De Oliveira, Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan atlantique, *Revue des sciences de l'eau/ Journal of water science*, *23*(3), 247–273, doi :10.7202/044688ar, 2010.

Calmant, S., F. Seyler, and J.-F. Crétaux, Monitoring continental surface waters by satellite altimetry, *Surveys in Geophysics*, *29*(4-5), 247–269, doi :10.1007/s10712-008-9051-1, 2008.

Calmant, S., J. Santos da Silva, D. Medeiros Moreira, F. Seyler, C. Shum, J.-F. Crétaux, and G. Gabalda, Detection of envisat ra2/ice-1 retracked radar altimetry bias over the amazon basin rivers using gps, *Advances in Space Research*, doi :10.1016/j.asr.2012.07.033, 2012.

Cao, F., F. Tupin, J.-M. Nicolas, R. Fjortoft, and N. Pourthie, Extraction of water surfaces in simulated ka-band sar images of karin on swot, in *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*, pp. 3562–3565, doi :10.1109/IGARSS.2011.6049991, 2011.

Chen, J. M., and T. A. Black, Defining leaf area index for non-flat leaves, *Plant, Cell & Environment*, *15*(4), 421–429, doi :10.1111/j.1365-3040.1992.tb00992.x, 1992.

Chen, K., and A. Fung, Frequency dependence of backscattered signals from forest components, *Radar, Sonar and Navigation, IEE Proceedings -*, *142*(6), 301 –305, doi :10.1049/ip-rsn :19952147, 1995.

Corti, S., and V. Pennati, A 3-D hydrodynamic model of river flow in a delta region, *Hydrological Processes*, *14*(13), 2301–2309, doi :10.1002/1099-1085(200009)14 :13<2301 : :AID-HYP30>3.0.CO ;2-L, 2000.

Costa, M. P. F., Use of SAR satellites for mapping zonation of vegetation communities in the amazon floodplain, *International Journal of Remote Sensing*, *25*(10), 1817–1835, doi : 10.1080/0143116031000116985, 2004.

Crétaux, J., and C. Birkett, Lake studies from satellite radar altimetry, *Comptes Rendus Geoscience*, *338*(14–15), 1098–1112, doi :10.1016/j.crte.2006.08.002, 2006.

Davidson, E. A., et al., The amazon basin in transition, *Nature*, *481*(7381), 321–328, doi : 10.1038/nature10717, 2012.

Davidson, M., T. Le Toan, F. Mattia, G. Satalino, T. Manninen, and M. Borgeaud, On the characterization of agricultural soil roughness for radar remote sensing studies, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *38*(2), 630–640, doi :10.1109/36.841993, 2000.

De Zan, F., G. Krieger, and P. Lopez-Dekker, On some spectral properties of TanDEM-X interferograms over forested areas, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, *10*(1), 71–75, doi : 10.1109/LGRS.2012.2193114, 2013.

Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires, A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over south america, *Journal of Geophysical Research*, *113*(D11), D11,110, doi :10.1029/2007JD009376, 2008.

Elachi, C., *Spaceborne radar remote sensing : Applications and techniques*, IEEE Press, New York, 1988.

Enjolras, V., Evaluation des performances des nouveaux instruments radar altimètres imageurs interférométriques spatiaux – application à l'océanographie et à l'hydrologie, Ph.D. thesis, SDU2E UT3 UPS, Toulouse, Toulouse, 2007a.

Enjolras, V., Evaluation des performances des nouveaux instruments radar altimètres l'océanographie et l'hydrologie, Ph.D. thesis, Ecole nationale supérieure de l'aéronautique et de l'espace, ED SDU2E, 2007b.

Eom, H., and A. Fung, A scatter model for vegetation up to ku-band, *Remote Sensing of Environment*, *15*(3), 185–200, doi :10.1016/0034-4257(84)90030-0, 1984.

Fjortoft, R., et al., KaRIn on SWOT : characteristics of near-nadir ka-band interferometric SAR imagery, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *Early Access Online*, doi : 10.1109/TGRS.2013.2258402, 2013.

Frappart, F., S. Calmant, M. Cauhopé, F. Seyler, and A. Cazenave, Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the amazon basin, *Remote Sensing of Environment*, *100*(2), 252–264, doi :10.1016/j.rse.2005.10.027, 2006.

Frappart, F., F. Papa, J. Santos da Silva, G. Ramillien, C. Prigent, F. Seyler, and S. Calmant, Surface fresh-water storage and dynamics in the amazon basin during the 2005 exceptional drought, *Environmental Research Letters*, *7*(4), 044,010, doi :10.1088/1748-9326/7/4/044010, 2012.

Frappart, F., et al., Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains, *Remote Sensing of Environment*, *115*(6), 1588–1594, doi : 10.1016/j.rse.2011.02.003, 2011.

Fung, A., *Microwave scattering and emission models and their applications*, *The Artech House remote sensing library*, vol. 1, Artech House, Boston, Etats-Unis, 1994.

Fung, A., and K. Chen, An update on the iem surface backscattering model, *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, *1*(2), 75–77, doi :10.1109/LGRS.2004.826564, 2004.

Fung, A., Z. Li, and K. Chen, Backscattering from a randomly rough dielectric surface, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *30*(2), 356–369, doi :10.1109/36.134085, 1992.

Gabioux, M., S. B. Vinzon, and A. M. Paiva, Tidal propagation over fluid mud layers on the amazon shelf, *Continental Shelf Research*, *25*(1), 113–125, doi :10.1016/j.csr.2004.09.001, 2005.

Gallo, M. N., and S. B. Vinzon, Generation of overtides and compound tides in amazon estuary, *Ocean Dynamics*, *55*(5), 441–448, doi :10.1007/s10236-005-0003-8, 2005.

Getirana, A., M. Bonnet, O. Rotunno Filho, W. Collischonn, J. Guyot, F. Seyler, and W. Mansur, Hydrological modelling and water balance of the negro river basin : evaluation based on in situ and spatial altimetry data, *Hydrological Processes*, *24*(22), 3219–3236, doi :10.1002/hyp.7747, 2010.

Guimberteau, M., et al., Discharge simulation in the sub-basins of the amazon using ORCHIDEE forced by new datasets, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *16*(3), 911–935, doi :10.5194/hess-16-911-2012, 2012.

Guyot, J., J. Jouanneau, L. Soares, G. Boaventura, N. Maillet, and C. Lagane, Clay mineral composition of river sediments in the amazon basin, *CATENA*, *71*(2), 340–356, doi :10.1016/j.catena.2007.02.002, 2007.

Guyot, J.-L., et al., Caractéristiques hydrologiques du bassin amazonien, in *International Symposium on Hydrological and Geochimical Processes in Large Scale River Bassins*, pp. 1–12, 1999.

Hallikainen, M., F. Ulaby, M. Dobson, M. El-Rayes, and L. Wu, Microwave dielectric behavior of wet Soil-Part 1 : Empirical models and experimental observations, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *GE-23*(1), 25–34, doi :10.1109/TGRS.1985.289497, 1985.

Hamilton, S., S. Sippel, and J. Melack, Comparison of inundation patterns among major south american floodplains, *Journal of Geophysical Research*, *107*(D20), 8038, doi :10.1029/2000JD000306, 2002.

Hess, L. L., J. M. Melack, and D. S. Simonett, Radar detection of flooding beneath the forest canopy - a review, *International Journal of Remote Sensing*, *11*(7), 1313–1325, 1990.

Hess, L. L., J. M. Melack, E. M. L. M. Novo, C. C. F. Barbosa, and M. Gastil, Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central amazon basin, *Remote Sensing of Environment*, *87*(4), 404–428, doi :10.1016/j.rse.2003.04.001, 2003.

Hordoir, R., K. D. Nguyen, and J. Polcher, Simulating tropical river plumes, a set of parametrizations based on macroscale data : A test case in the mekong delta region, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, *111*(C9), C09,036, doi :10.1029/2005JC003392, 2006.

Horritt, M., and P. Bates, Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *Journal of Hydrology*, *268*(1-4), 87–99, doi :10.1016/S0022-1694(02)00121-X, 2002.

Hwang, P. A., B. Zhang, J. V. Toporkov, and W. Perrie, Comparison of composite bragg theory and quad-polarization radar backscatter from RADARSAT-2 : with applications to wave breaking and high wind retrieval, *Journal of Geophysical Research*, *115*(C08019), doi :10.1029/2009JC005995, 2010.

Jackson, C., and J. Apel, *Synthetic Aperture Radar Marine user's manual*, vol. 1, United States Department of Commerce, 2004.

Jackson, T., H. McNairn, M. Weltz, B. Brisco, and R. Brown, First order surface roughness correction of active microwave observations for estimating soil moisture, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *35*(4), 1065 – 1069, doi :10.1109/36.602548, 1997.

Jonckheere, I., S. Fleck, K. Nackaerts, B. Muys, P. Coppin, M. Weiss, and F. Baret, Review of methods for in situ leaf area index determination : Part i. theories, sensors and hemispherical photography, *Agricultural and Forest Meteorology*, *121*(1-2), 19–35, doi :10.1016/j.agrformet.2003.08.027, 2004.

Jung, H. C., et al., Characterization of complex fluvial systems using remote sensing of spatial and temporal water level variations in the amazon, congo, and brahmaputra rivers, *Earth Surface Processes and Landforms*, *35*(3), 294–304, doi :10.1002/esp.1914, WOS :000276677000006, 2010.

Karam, M. A., and A. K. Fung, Scattering from randomly oriented circular discs with application to vegetation, *Radio Science*, *18*(4), 557–565, doi :10.1029/RS018i004p00557, 1983.

Karam, M. A., A. K. Fung, R. H. Lang, and N. S. Chauhan, A microwave scattering model for layered vegetation, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *30*(4), 767–784, doi :10.1109/36.158872, 1992.

Kosuth, P., J. Callède, A. Laraque, N. Filizola, J.-L. Guyot, P. Seyler, J.-M. Fritsch, and V. Guimaraes, Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the amazon river, *Hydrological Processes*, *23*(22), 3141–3150, doi :10.1002/hyp.7387, 2009.

Lang, A., Simplified estimate of leaf area index from transmittance of the sun's beam, *Agricultural and Forest Meteorology*, *41*(3–4), 179–186, doi :10.1016/0168-1923(87)90078-5, 1987.

Lang, A., and X. Yueqin, Estimation of leaf area index from transmission of direct sunlight in discontinuous canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, *37*(3), 229–243, doi :10.1016/0168-1923(86)90033-X, 1986.

Le Bars, Y., Modélisation de la dynamique océanique barotrope dans l'estuaire et le plateau amazoniens, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010.

Le Bars, Y., F. Lyard, C. Jeandel, and L. Dardengo, The AMANDES tidal model for the amazon estuary and shelf, *Ocean Modelling*, *31*(3–4), 132–149, doi :10.1016/j.ocemod.2009.11.001, 2010.

Lee, H., R. Beighley, D. Alsdorf, H. Jung, C. Shum, J. Duan, J. Guo, D. Yamazaki, and K. Andreadis, Characterization of terrestrial water dynamics in the congo basin using GRACE and satellite radar altimetry, *Remote Sensing of Environment*, *115*(12), 3530–3538, doi :10.1016/j.rse.2011.08.015, 2011.

LeFavour, G., and D. Alsdorf, Water slope and discharge in the amazon river estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model, *Geophysical Research Letters*, *32*(17), L17,404, doi : 10.1029/2005GL023836, 2005.

Leon, J., S. Calmant, F. Seyler, M. Bonnet, F. Cauhopé, M. andFrappart, N. Filizola, and P. Fraizy, Rating curves and estimation of average water depth at the upper negro river based on satellite altimeter data and modeled discharges, *Journal of Hydrology*, *328*(3–4), 481–496, doi : 10.1016/j.jhydrol.2005.12.006, 2006.

Lesack, L., and J. Melack, Flooding hydrology and mixture dynamics of lake water derived from multiple sources in an amazon floodplain lake, *Water Resources Research*, *31*(2), 329–345, doi : 10.1029/94WR02271, 1995.

Lyard, F., . Lefevre, T. Letellier, and O. Francis, Modelling the global ocean tides : modern insights from fes2004, *Ocean Dynamics*, *56*, 394–415, doi :10.1007/s10236-006-0086-x, 2006.

Lyard, F., Y. Le Bars, and C. Lion, Geographical and geophysical database construction for the amazon estuary modelling, 2013.

Lynch, D. R., and W. G. Gray, A wave equation model for finite element tidal computations, *Computers & Fluids*, *7*(3), 207–228, doi :10.1016/0045-7930(79)90037-9, 1979.

Martinez, J., and T. Le Toan, Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the amazon floodplain using multitemporal SAR data, *Remote Sensing of Environment*, *108*(3), 209–223, doi :10.1016/j.rse.2006.11.012, 2007.

Massonnet, D., Producing ground deformation maps automatically : the diapason concept, in *Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS '97. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development., 1997 IEEE International*, vol. 3, pp. 1338–1340, 1997a.

Massonnet, D., Producing ground deformation maps automatically : the DIAPASON concept, in *Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS '97. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development., 1997 IEEE International*, vol. 3, pp. 1338–1340, doi :10.1109/IGARSS.1997.606441, 1997b.

Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabaute, The displacement field of the landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, *364*(6433), 138–142, doi : 10.1038/364138a0, 1993.

Massonnet, D., K. Feigl, . Rossi, and F. Adragna, Radar interferometric mapping of deformation in the year after the landers earthquake, *Nature*, *369*(6477), 227–230, doi :10.1038/369227a0, 1994.

Massonnet, D., P. Briole, and A. Arnaud, Deflation of mount etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, *375*(6532), 567–570, doi :10.1038/375567a0, 1995.

Massonnet, D., W. Thatcher, and H. Vadon, Detection of postseismic fault-zone collapse following the landers earthquake, *Nature*, *382*(6592), 612–616, doi :10.1038/382612a0, 1996.

Meissner, T., and F. J. Wentz, The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *42*(9), 1836–1849, doi : 10.1109/TGRS.2004.831888, 2004.

Moraes Novo, E., C. Farias Barbosa, R. Freitas, Y. Shimabukuro, J. Melack, and W. Filho, Seasonal changes in chlorophyll distributions in amazon floodplain lakes derived from MODIS images, *Limnology*, *7*(3), 153–161, doi :10.1007/s10201-006-0179-8, 2006.

Mueller, D. S., and C. R. Wagner, Application of the loop method for correcting acoustic doppler current profiler discharge measurements biased by sediment transport, *Tech. Rep. Scientific Investigations Report 2006-5079*, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, USA, 2006.

Namin, M., B. Lin, and R. Falconer, Modelling estuarine and coastal flows using an unstructured triangular finite volume algorithm, *Advances in Water Resources*, *27*(12), 1179–1197, doi : 10.1016/j/advwatres.2004.08.012, 2009.

Negrel, J., Estimation du débit des fleuves à partir de mesures satellitaires des variables de surface sans mesures in situ, SYAM - systèmes automatiques et microélectroniques, Université de Montpellier 2, Montpellier, 2011.

Nikiema, O., J.-L. Devenon, and M. Baklouti, Numerical modeling of the amazon river plume, *Continental Shelf Research*, *27*(7), 873–899, doi :10.1016/j.csr.2006.12.004, 2007.

Nouvel, J., J. Martinot-Lagarde, H. Oriot, and R. Fjortoft, Near-nadir ka-band radar backscattering measurements over water surfaces, in preparation of the SWOT mission, in *OCEANS, 2011 IEEE - Spain*, pp. 1–4, Santander, Cantabria, Spain, doi :10.1109/Oceans-Spain.2011.6003394, 2011.

Novo, E., and Y. Shimabukuro, Identification and mapping of the amazon habitats using a mixing model, *International Journal of Remote Sensing*, *18*(3), 663–670, doi :10.1080/014311697218999, 1997.

Oh, Y., K. Sarabandi, and F. Ulaby, An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *30*(2), 370–381, doi : 10.1109/36.134086, 1992.

Papa, F., C. Prigent, F. Aires, C. Jimenez, W. Rossow, and E. Matthews, Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004, *Journal of Geophysical Research*, *115*(D12), D12,111, doi :10.1029/2009JD012674, 2010.

Papa, F., S. Biancamaria, C. Lion, and W. B. Rossow, Uncertainties in mean river discharge estimates associated with satellite altimeter temporal sampling intervals : A case study for the annual peak flow in the context of the future SWOT hydrology mission, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, *9*(4), 569–573, doi :10.1109/LGRS.2011.2174958, 2012.

Pedinotti, V., Préparation à la mission swot : Apport de l'altimétrie à large fauchée à l'amélioration des processus hydrologiques et hydrodynamiques en afrique de l'ouest, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse 3, 2012.

Prigent, C., F. Papa, F. Aires, W. B. Rossow, and E. Matthews, Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000, *Journal of Geophysical Research*, *112*(D12), D12,107, doi : 10.1029/2006JD007847, 2007.

Rodríguez, E., and J. Martin, Theory and design of interferometric synthetic aperture radars, *Radar and Signal Processing, IEE Proceedings F*, *139*(2), 147 –159, 1992.

Rosen, P., S. Hensley, I. Joughin, F. Li, S. Madsen, E. Rodriguez, and R. Goldstein, Synthetic aperture radar interferometry, *Proceedings of the IEEE*, *88*(3), 333 – 382, doi :10.1109/5.838084, 2000.

Roux, E., J. Santos da Silva, A. Getirana, M. Bonnet, S. Calmant, J. Martinez, and F. Seyler, Producing time series of river water height by means of satellite radar altimetry-a comparative study, *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, *55*(1), 104–120, doi : 10.1080/02626660903529023, 2010.

Ruiz, C., Modélisation par méthodes de monte-carlo de l'interaction des ondes électromagnétiques avec la végétation. application à la télédétection radar, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier UT3, Toulouse, 2000.

Ruiz, C., SWOT HR mode study - radiometric simulation, *Etude R&T-SWOT-RT-0001-CG*, CNES, Capgemini, Toulouse, 2009.

Santos da Silva, J., S. Calmant, F. Seyler, O. Rotunno Filho, G. Cochonneau, and W. Mansur, Water levels in the amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions, *Remote Sensing of Environment*, *114*(10), 2160–2181, doi :10.1016/j.rse.2010.04.020, 2010.

Santos da Silva, J., F. Seyler, S. Calmant, O. Rotunno Filho, E. Roux, A. Magalhaes Araujo, and J. Guyot, Water level dynamics of amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry, *International Journal of Remote Sensing*, *33*(11), 3323–3353, doi :10.1080/01431161.2010.531914, 2012.

Seyler, F., S. Calmant, J. Da Silva, N. Filizola, G. Cochonneau, M.-P. Bonnet, and A. Costi, Inundation risk in large tropical basins and potential survey from radar altimetry : Example in the amazon basin, *Marine Geodesy*, *32*(3), 303–319, doi :10.1080/01490410903094809, 2009.

Shimabukuro, Y. E., E. M. Novo, and L. K. Mertes, Amazon river mainstem floodplain landsat tm digital mosaic, *International Journal of Remote Sensing*, *23*(1), 57–69, doi :10.1080/01431160010029165, 2002.

Simon, B., and J. Gonella, *La marée océanique côtière*, Synthèses - Institut océanographique, ISSN 1272-0763, Institut océanographique éd., Paris ; Monaco, 2007.

Tagawa, T., K. Okamoto, A. Higuchi, T. Ushio, and H. Hanado, Measurement of scattering coefficient dependence on soil moisture content and surface roughness by 35 ghz polarimetric scatterometer, in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004 IEEE International*, vol. 6, pp. 4295–4298, doi :10.1109/IGARSS.2004.1370086, 2004.

Tanelli, S., S. Durden, and E. Im, Simultaneous measurements of ku- and ka-band sea surface cross sections by an airborne radar, *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, *3*(3), 359–363, doi : 10.1109/LGRS.2006.872929, 2006.

Trigg, M. A., M. D. Wilson, P. Bates, M. S. Horritt, D. Alsdorf, B. Forsberg, and M. Vega, Amazon flood wave hydraulics, *Journal of Hydrology*, *374*(1-2), 92–105, doi :10.1016/j.jhydrol.2009.06.004, 2009.

Twigt, D., E. Goede, F. Zijl, D. Schwanenberg, and A. Chiu, Coupled 1D–3D hydrodynamic modelling, with application to the pearl river delta, *Ocean Dynamics*, *59*(6), 1077–1093, doi :10.1007/s10236-009-0229-y, 2009.

Ueno, K., and M. Deushi, A new empirical formula for the aerodynamic roughness of water surface waves, *Journal of Oceanography*, *59*(6), 819–831, doi :10.1023/B :JOCE.0000009573.53309.45, WOS :000186403900006, 2003.

Ulaby, F. T., R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave remote sensing : active and passive. Volume II : Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*, vol. 2, Artech House, 1982.

Ulaby, F. T., R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave remote sensing : active and passive. Volume 3 : From theory to applications*, vol. 3, Artech House, 1986.

Ulaby, F. T., T. H. Haddock, and Y. Kuga, Measurement and modeling of millimeter-wave scattering from tree foliage, *Radio Science*, *25*(3), 193–203, doi :10.1029/RS025i003p00193, 1990.

UNESCO, *United Nations world water development report 2, Water a shared responsability*, 2, UNESCO, France, 2006.

UNESCO, *United Nations world water development report 4*, 4, UNESCO, France, 2012.

Valenzuela, G., Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review, *Boundary-Layer Meteorology*, *13*, 61–85, 10.1007/BF00913863, 1978.

Vandemark, D., B. Chapron, J. Sun, G. H. Crescenti, and H. C. Graber, Ocean wave slope observations using radar backscatter and laser altimeters, *Journal of Physical Oceanography*, *34*(12), 2825–2842, doi :10.1175/JPO2663.1, 2004.

Walsh, E. J., C. W. Wright, M. L. Banner, D. C. Vandemark, B. Chapron, J. Jensen, and S. Lee, The southern ocean waves experiment. part III : sea surface slope statistics and Near-Nadir remote sensing, *Journal of Physical Oceanography*, *38*(3), 670–685, doi :10.1175/2007JPO3771.1, 2008.

Warner, J., W. Geyer, and J. Lerczak, Numerical modeling of an estuary : A comprehensive skill assessment, *Journal of Geophysical Research - Oceans*, *110*(C5), doi :10.1029/2004JC002691, 2005.

Auteur : Christine Lion

Titre : Simulation des données SWOT haute résolution et application à l'étude de l'estuaire de l'Amazone

Directeurs de thèse : Florent Lyard, Roger Fjortoft et Jean-François Crétaux

Financement : Région Midi-Pyrénées et Centre Nationale d'Études Spatiales (CNES)

Résumé :

La thèse se déroule dans le cadre de la préparation de la mission spatiale SWOT (Surface Water Ocean Topography). Cette mission est née d'une collaboration entre la NASA/JPL (National Aeronautics and Space Administration/Jet Propulsory Laboratory), le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), et l'ASC–CSA (Agence Spatiale Canadienne), son lancement est envisagé pour 2019. Il s'agit d'un interféromètre en bande Ka à visée proche nadir (0.6°– 4.1°). Elle aura pour but d'aider à mieux comprendre l'évolution des eaux de surface (variations de volume des lacs, des rivières, évaluation des zones inondables …) et la dynamique des océans à méso-échelle (tourbillons) grâce au passage d'une résolution de 10km à 1km.

Afin de déterminer l'apport de la mission SWOT à l'étude de l'estuaire amazonien plusieurs outils de simulation ont été développés. Un premier outil modélisant les coefficients de rétrodiffusion radar pour trois types de surface (eau, sols nus et végétation) issue d'une étude CNES et la société Capgemini a permis de définir les conditions limites pour lesquelles l'eau ne serait plus discernable des autres milieux. Ce modèle a permis de mettre en évidence la sensibilité de la bande Ka aux paramètres de rugosité.

Le phénomène de layover, mélange d'informations de plusieurs contributeurs dans un même pixel à cause du relief, sera plus présent dans les futures données SWOT que dans les radars imageurs existants. Or les fleuves ou les lacs sont généralement bordés d'arbres. Pour estimer les erreurs sur l'estimation des élévations des surfaces d'eau, j'ai développé un simulateur interférométrique incluant des modèles de rétrodiffusion radar simplifiés pour la végétation et l'eau. Cet outil m'a permis d'évaluer la sensibilité de la bande Ka à la densité de la végétation. Ainsi que de mettre en évidence la capacité de SWOT à détecter les zones d'inondations sous la canopée. Lorsque la forêt est inondée, l'estimation de hauteur des arbres est très faible par rapport aux résultats obtenus sans inondation : par exemple pour une fraction de trou de 10% (végétation dense), les élévations obtenues sont de l'ordre de 1m57 pour des arbres de 5m, au lieu de 4m50.

Pour évaluer l'apport de SWOT à l'étude de l'estuaire de l'Amazone. Je me suis basé sur le simulateur mis en place par S. Biancamaria pendant sa thèse (soutenue en 2009). Les erreurs de l'instrument étaient assimilées à un bruit blanc, d'écart-type fixé à 20cm. Afin d'avoir des erreurs plus réalistes, je l'ai complété en insérant les erreurs inspirées des bilans de performance. Ce simulateur présente l'avantage de reproduire directement les élévations d'eau. Il a été utilisé dans plusieurs études, dont une assimilation au niveau du fleuve de l'Ohio par K. Andreadis. Dans le cas de mon site d'étude, il m'a permis d'évaluer la capacité de SWOT à mesurer la pente du fleuve et observer la propagation de la marée à l'intérieur du fleuve

Author : Christine Lion

Title : Modeling SWOT satellite high resolution data and applications to the Amazon estuary study

PhD Supervisors : Florent Lyard, Roger Fjortoft and Jean-François Crétaux

Funding : Région Midi-Pyrénées and French Space Agency (Centre Nationale d'Études Spatiales CNES)

Abstract :

The thesis is included in the preparation of SWOT mission (Surface Water and Ocean Topography) preparation process. It has been created from collaborations between NASA / JPL (National Aeronautics and Space Administration/Jet Propulsory Laboratory), CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) and ASC-CSA (Spatial Canada Agency) and its launching is due in 2019. SWOT is a near-nadir radar interferometer in Ka band (incidences form 0.6° to 4.1°). Its purpose is to help our understanding of surface water variations (lakes volume variation, rivers discharge, detect flooded areas …) and ocean mesoscale dynamics (whirlpool) thanks to a 10km resolution made into a 1km.

In order to determine SWOT improvements in studies of Amazon estuary, several tools were developed. The first one modelize the radar cross-section of three different kind surfaces (water, bare soil and vegetation) and was made for a CNES study by Capgemini. It allows defining the limit condition for water not been discerned between other surfaces. This model emphasizes Ka band sensibility to roughness parameter. This model is not able to represent the layover phenomenon, which is a mix of information within a single pixel due to relief. Due to its near-nadir configuration, it will be more present than in actual radars. As lakes and rivers are more often sided with trees, it is needed to evaluate the error margin on surface water measurement. I developed interferometric model which includes simplified radar backscattering models for vegetation and water. Thanks to this tool I have been able to determine the Ka band sensibility to vegetation. It has even highlighted SWOT capacities to detect flooded areas underneath vegetation. In fact, during a flood, the tree heights observations are weaker than measurements in normal conditions, as an example for a 10% gap fraction (dense vegetation), we observe an 1m57 height for a 5 meters tree, instead of 4m50.

To evaluate SWOT contribution in the Amazon study, I have been using a simulator developped by S. Biancamaria during his thesis (held in 2009). The instrumental errors were simulated with a white noise, with a standard deviation of 20 cm. I improved it in order to have more realistic errors, by inserting errors from performance estimations. This simulator offers the advantage of reproducing water heights directly. It has been used in several studies of which an Ohio River assimilation by K. Andreadis. For my area of study, it allowed me to determine SWOT capacity to accurately measure the river slope and to observe the tide spread within the river.