



**HAL**  
open science

# Variabilité du cycle hydrologique des grands bassins fluviaux

Sylvain Biancamaria

► **To cite this version:**

Sylvain Biancamaria. Variabilité du cycle hydrologique des grands bassins fluviaux. Hydrologie. Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2020. tel-02490273

**HAL Id: tel-02490273**

**<https://hal.science/tel-02490273v1>**

Submitted on 25 Feb 2020

**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.



# THÈSE

En vue de l'obtention du diplôme

## HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

---

Présentée et soutenue par :

**Sylvain BIANCAMARIA**

le 14 Février 2020

Titre :

Variabilité du cycle hydrologique des grands bassins fluviaux

---

École doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Unité de recherche :

UMR 5566 – LEGOS

Parrain de thèse :

Aaron BOONE (CNRM/GAME)

Jury :

Frédérique SEYLER	DR IRD, ESPACE-DEV, Montpellier	Rapportrice
Catherine OTTLE	DR CNRS, LSCE-IPSL, Gif-sur-Yvette	Rapportrice
Laurent LONGUEVERGNE	DR CNRS, Géosciences Rennes, Rennes	Rapporteur
Thierry PELLARIN	DR CNRS, IGE, Grenoble	Examinateur
Florence BIROL	Physicienne CNAP, LEGOS, Toulouse	Présidente
Frédéric FRAPPART	Physicien adjoint CNAP, LEGOS, Toulouse	Examinateur
Aaron BOONE	CR CNRS, CNRM/GAME, Toulouse	Parrain



## Remerciements

Après toutes ces années, voici venu le moment (que j'ai essayé de repousser autant que possible) de passer l'HDR ! C'est évidemment avec émotion et soulagement que j'écris ces dernières lignes de mon mémoire. J'ai l'impression d'avoir passé un certain cap de ma vie, comme lors de la fin de mon doctorat ou de ma carte de train 12-25 ans.

« Les remerciements » est la section que toutes les personnes qui ouvriront ce mémoire liront en premier (voir peut-être même la seule !), c'est dire son importance. Mais surtout, c'est la plus personnelle et, je l'avoue, celle que je préfère lire dans tous les manuscrits de thèse !

La première personne à qui je souhaite dire merci et à qui je dois ma vocation de la recherche est bien évidemment Nelly MOGNARD. Nelly, je ne pourrai jamais assez te remercier pour tout ce que tu as fait pour moi : m'avoir donné la chance de faire deux stages passionnants, une thèse formidable qui m'a fait découvrir la recherche au niveau international et le développement d'une mission spatiale, m'avoir soutenu et aidé pour passer les concours, mais surtout m'avoir transmis ta passion de la recherche, ta rigueur et ton amour pour notre planète et son observation par satellites ! Je te dédie évidemment ce manuscrit.

Je souhaite remercier chaleureusement les rapporteur.e.s de mon manuscrit d'avoir accepté de le lire (j'espère que ça n'a pas été trop pénible) et de l'évaluer. Je remercie aussi tous les membres du jury d'avoir accepté d'en faire partie, je sais à quel point vous êtes chargés et j'apprécie d'autant plus votre disponibilité. Tout particulièrement, Aaron BOONE, je tiens à t'exprimer ma plus grande gratitude pour toute l'aide que tu m'as apportée, pour cette HDR, mais plus généralement, depuis 13 ans qu'on se connaît, tu as toujours été là pour m'aider (en stage, en thèse, pour préparer le concours du CNRS, pour m'orienter dans ce monde formidable et en constante évolution qu'est ISBA-CTRIP,...) et toujours avec le sourire !

Ayant passé plus de 10 ans (déjà !) au LEGOS, j'ai eu la chance de côtoyer et de collaborer avec pleins de personnes formidables. Tout d'abord merci à toutes et tous mes collègues de l'équipe ECHOS avec qui j'ai beaucoup appris professionnellement et humainement : Muriel BERGE-NGUYEN, Etienne BERTHIER, Alejandro BLAZQUEZ, Stéphane CALMANT, Anny CAZENAVE, Jean-François CRÉTAUX, Alexei KOURAEV, Fabrice PAPA et Frédérique RÉMY. Merci aux « anciens » de l'équipe : Marie-Claude GENNERO, Philippe MAISONGRANDE et Benoit MEYSSIGNAC. Je tiens aussi à saluer et souligner la joie que j'ai eu à collaborer et à déjeuner avec le CTOH et notamment : Florence BIROL, Fabien BLAREL, Denis BLUMSTEIN, Frédéric FRAPPART, Fabien LÉGER, Rosemary MORROW et Fernando NIÑO. Merci aussi à Charlotte EMERY qui a eu la difficile tâche d'être la première personne que j'ai encadrée en thèse et qui a fait un travail formidable ! Je te souhaite bonne route chez CS. Je tiens aussi à saluer toutes les personnes qui sont passées par le LEGOS et que j'ai eu la chance de rencontrer : Fifi



ADODO, Adalbert ARSEN, Pierre BRISSET, Vanessa DROLON, Laurence FRUTEAU, Kévin GUERREIRO, Christine LION, Hindumathi PALANISAMY, Adrien PARIS, Vanessa PEDINOTTI, Elena ZAKHAROVA, tou.te.s les stagiaires que j'ai co-encadré.e.s et beaucoup d'autres. Évidemment, si tout se passe bien quotidiennement au labo et en mission, c'est grâce au travail sans faille et efficace d'Agathe BARITAUD, Brigitte COURNOU, Nadine LACROUX et Martine MÉNA, je vous remercie donc du fond du cœur pour tout ce que vous faites. Je tiens aussi à remercier les différents directeurs du LEGOS qui se sont succédés depuis 2006 : Patrick MONFRAY, Yves MÉNARD, Yves DU PENHOAT, Yves MOREL et Alexandre GANACHAUD.

Je remercie aussi tous les collègues de Toulouse (François BOY, Cécile CHEYMOL, Selma CHERCHALI, Jean-Damien DESJONQUÉRES, Damien DESROCHES, Roger FJØRTOFT, Marielle GOSSET, Manuela GRIPPA, Laurent KERGOAT, Kevin LARNIER, Sophie LE GAC, Patrick LEMOIGNE, Alain MALLET, Jérôme MONNIER, Simon MUNIER, Nicolas PICOT, Claire POTTIER, Sophie RICCI, Laurent ROBLOU, Hélène ROUX, José Miguel SÁNCHEZ PÉREZ et Sabine SAUVAGE), d'ailleurs en France (Mélanie BECKER, Nicolas FLIPO, Pierre-André GARAMBOIS, Nicole GOUTAL, Benoit LAIGNEL, Pierre-Olivier MALATERRE, Hind OUBANAS et Hervé YESOU) et à l'international (Doug ALSDORF, Kostas ANDREADIS, Paul BATES, Liz CLARK, Cédric DAVID, Mike DURAND, Colin GLEASON, Hyongki LEE, Rodrigo PAIVA, Tamlin PAVELSKY, Ernesto RODRÍGUEZ et Firas SALEH). En particulier, je tiens à exprimer ma gratitude et ma profonde reconnaissance à Dennis LETTENMAIER pour m'avoir accordé la chance de faire un post-doctorat incroyable et très formateur dans son groupe de l'Université de Washington, qui a débouché sur un très beau projet au Bangladesh mené par Faisal HOSSAIN (que je remercie aussi grandement pour son dynamisme scientifique et sa gentillesse).

Ces remerciements commencent à être un peu long et il y a encore tant de personnes que je n'ai pas mentionnées. C'est pourquoi je salue chaleureusement et collectivement toutes les personnes que je n'ai pas pu citer, mais qui ont participé de près ou de loin aux travaux décrits dans ce mémoire : merci pour tout !

Enfin je souhaiterai embrasser et remercier du fond du cœur ma famille pour tout ce que vous m'avez apporté et votre soutien sans faille depuis tant d'années. Merci à ma merveilleuse femme, Stéphanie, pour tout ton amour et ton soutien quotidien (et pour ta phrase favorite ces derniers temps « tu as une date pour ton HDR ? »). Tu rends ma vie tellement belle. Merci aussi à mes parents (avec une pensée émue pour ma mère qui me manque tellement), mes frères et leur gentille famille (en toute objectivité, j'ai la chance d'avoir les plus formidables nièces du monde, Léa et Chloé), sans vous rien de tout cela n'aurait été possible.

Pour finir, je tiens à m'excuser pour toutes les fautes d'orthographe, erreurs, lourdeurs de phrase et oublis que contient inévitablement ce mémoire.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>13</b>
1.1	Pourquoi étudier le cycle de l'eau ? . . . . .	13
1.2	Questions scientifiques et axes de recherche . . . . .	16
<b>2</b>	<b>Observer les eaux continentales depuis l'espace</b>	<b>21</b>
2.1	Introduction . . . . .	21
2.2	L'altimétrie satellitaire . . . . .	22
2.2.1	Présentation de l'altimétrie nadir radar . . . . .	23
2.2.2	Échantillonnage spatio-temporel des missions altimétriques . . . . .	25
2.2.3	La mesure altimétrique et son traitement . . . . .	29
2.2.4	Création de séries temporelles altimétriques et limitations . . . . .	33
2.2.5	Limitations du mode de poursuite autonome . . . . .	34
2.2.6	Le mode de poursuite en boucle ouverte/mode MNT . . . . .	36
2.2.7	Quelques mots sur l'altimétrie lidar . . . . .	39
2.3	L'approche multi-capteurs/multi-missions . . . . .	42
2.3.1	Les masques d'eau par télédétection . . . . .	42
2.3.2	Le stock d'eau total par gravimétrie satellitaire . . . . .	43
2.3.3	Utilisation des différentes observations satellitaires . . . . .	46
2.4	Implications sur de futures missions satellitaires . . . . .	47
2.4.1	La mission SWOT . . . . .	47
2.4.2	Aller au-delà de SWOT : les constellations . . . . .	50
2.5	Conclusions et perspectives du chapitre . . . . .	52
<b>3</b>	<b>Flux d'eau à la surface des continents : combiner télédétection et mo-</b>	

<b>délisation pour quantifier et prévoir</b>	<b>55</b>
3.1 Introduction . . . . .	55
3.2 L'Assimilation de données altimétriques dans un modèle hydrologique . . .	56
3.2.1 Contexte . . . . .	56
3.2.2 Correction des paramètres du modèle CTRIP . . . . .	57
3.2.3 Correction du débit et du stock d'eau dans les rivières . . . . .	65
3.2.4 Conclusions et perspectives sur l'assimilation de données altimétriques dans ISBA-CTRIP . . . . .	67
3.3 Fleuves transfrontaliers et observations altimétriques . . . . .	70
3.3.1 Développement d'un outil de prévision au Bangladesh . . . . .	70
3.3.2 Apports des données altimétriques pour les gestionnaires de bassins transfrontaliers . . . . .	74
3.4 Conclusions et perspectives du chapitre . . . . .	76
<b>4 Dynamique des eaux continentales et liens avec les précipitations</b>	<b>77</b>
4.1 Introduction . . . . .	77
4.2 Bassin du Mékong et lac Tonle Sap . . . . .	78
4.3 Calcul des variations de volume du lac sur 25 ans . . . . .	79
4.4 Liens entre les variations de volume et le forçage atmosphérique . . . . .	83
4.5 Variations de volume du lac et débits du Mékong . . . . .	86
4.6 Conclusions et perspectives . . . . .	88
<b>5 Présentation de mon parcours et de mes activités de recherche</b>	<b>93</b>
5.1 Contexte de mes recherches . . . . .	93
5.1.1 Formation . . . . .	93
5.1.2 Parcours professionnel . . . . .	94
5.1.3 Cadre de mes recherches . . . . .	95
5.2 Encadrements . . . . .	96
5.2.1 Stages . . . . .	97
5.2.2 Doctorats . . . . .	98
5.3 Responsabilités scientifiques et collectives . . . . .	99
5.4 Liste des publications . . . . .	100

5.4.1	Revue à comité de lecture . . . . .	101
5.4.2	Communications orales invitées dans des congrès . . . . .	104
5.4.3	Publications dans des revues sans comité . . . . .	105
5.4.4	Communications à des congrès, symposium . . . . .	105
5.4.5	Livres et Ouvrages . . . . .	108
5.4.6	Chapitres d'ouvrages . . . . .	108
<b>6</b>	<b>Perspectives</b>	<b>109</b>
6.1	S'investir pour le futur de l'hydrologie satellitaire . . . . .	109
6.2	Lien observations spatiales et modélisation hydrologique . . . . .	110
6.3	Variations stock d'eau douce en Asie du Sud Est et apports vers l'océan . .	111
6.4	Retour vers l'arctique : étude des lacs canadiens . . . . .	112
	<b>Références bibliographiques</b>	<b>113</b>
	<b>Acronymes</b>	<b>123</b>
	<b>Cinq publications significatives</b>	<b>130</b>



# Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des principales missions d’altimétrie utilisées au cours de mes recherches . . . . .	27
2.2	Imageurs dans le visible ou l’infra-rouge couramment utilisés pour calculer des masques d’eau . . . . .	43
2.3	Radars et radiomètres imageurs couramment utilisés pour calculer des masques d’eau . . . . .	44
2.4	Variables utilisées en hydrologie continentale et missions satellitaires associées	46

# Table des figures

1.1	Cycle de l'eau . . . . .	14
1.2	Salinité moyenne des océans et distribution mondiale des lacs/réservoirs . .	14
1.3	Carte du débit fluvial annuel moyen total vers les océans . . . . .	15
1.4	Carte des stations in situ (débit) disponibles auprès du GRDC . . . . .	16
1.5	Échelles spatio-temporelles des phénomènes physiques étudiés . . . . .	18
1.6	Méthodologie générale de mon projet de recherche . . . . .	18
2.1	Précision verticale des première missions altimétriques . . . . .	23
2.2	Principe de l'altimétrie satellitaire . . . . .	25
2.3	Frise chronologique des missions satellites avec altimètre nadir depuis 1990	26
2.4	Carte des traces de type Jason et Envisat sur le bassin de la Garonne . . .	28
2.5	Exemple sur la Garonne de séries temporelles d'anomalies de cotes d'eau altimétriques et in situ . . . . .	29
2.6	Chronogramme théorique de l'émission et de la réception d'une onde radar altimétrique . . . . .	30
2.7	Formes d'onde mesurées par Jason-3 sur la France . . . . .	31
2.8	Principe du traitement d'une forme d'onde avec l'algorithme Ice-1 . . . . .	32
2.9	Exemple d'accrochage de SARAL/AltiKa sur les collines entourant la vallée de la Garonne . . . . .	35
2.10	Principe du mode de poursuite en boucle ouverte/mode MNT . . . . .	36
2.11	Comparaison entre des mesures Jason-2 (mode de poursuite autonome), Jason-3 (mode MNT) et in situ vers Saint-Michel-sur-Loire . . . . .	40
2.12	Comparaison sur l'Ob inférieur de divers MNT globaux avec ICESat/GLAS	41
2.13	Vue d'artiste de la mission GRACE . . . . .	45
2.14	Vue d'artiste de la mission SWOT . . . . .	48

2.15	Zones acquises par SWOT en mode haute résolution spatiale . . . . .	50
2.16	Nombre de revisites SWOT sur une période de 21 jours . . . . .	51
2.17	Observations SWOT le long du méridien 30°E sur 21 jours . . . . .	51
2.18	Comparaison de l'échantillonnage à 10 jours Jason-3 et d'un échantillon- nage journalier des cotes d'eau de la Garonne . . . . .	53
3.1	Schéma de principe général d'un modèle hydrologique . . . . .	58
3.2	Maquette d'assimilation de produits altimétriques dans le modèle ISBA- CTRIP développée par Charlotte EMERY . . . . .	59
3.3	Réseau fluvial de l'Amazone dans CTRIP . . . . .	60
3.4	Principe des expériences jumelles SWOT avec filtre séquentiel . . . . .	62
3.5	Zones hydro-géomorphologiques sur le bassin amazonien utilisées pour l'étude de sensibilité de CTRIP et les expériences jumelles SWOT . . . . .	63
3.6	Résultat de correction du Manning avec pseudo-observations SWOT dans le cadre d'expériences jumelles . . . . .	64
3.7	Illustrations de cas particuliers lors de l'association des SV Envisat avec les pixels du réseau CTRIP . . . . .	67
3.8	Schéma de la maquette d'assimilation corrigeant l'état de CTRIP . . . . .	68
3.9	Résultats de l'assimilation dans CTRIP de débits dérivés d'Envisat . . . . .	69
3.10	Carte des mesures Jason-2 utilisées pour prévoir les cotes d'eau aux fron- tières du Bangladesh . . . . .	72
3.11	Résultat des prévisions à 5 jours des cotes d'eau du Gange et du Brahma- poutre à partir de mesures Jason-2 . . . . .	72
3.12	Schéma de principe du système de prévision de cotes d'eau et débit au Bangladesh utilisant des mesures Jason-2 . . . . .	73
4.1	Bassins versants du Mékong et du Tonle Sap . . . . .	79
4.2	Méthodologie utilisée pour calculer les variations de volume du lac Tonle Sap	80
4.3	Traces sur l'aval du lac Tonle Sap des orbites de type Jason et Envisat . . .	81
4.4	Comparaison des cotes d'eau Envisat et Jason-2 sur le lac . . . . .	82
4.5	Comparaison des cotes d'eau Envisat et celles de Jason-2 corrigées sur le lac	82
4.6	Cote d'eau, superficie et variation de volume du lac Tonle Sap de 1993 à 2017 dérivées des mesures satellites . . . . .	84
4.7	Débits in situ sur le bas Mékong fournis par la MRC . . . . .	87



4.8	Courbes de tarage entre les débits in situ et les cotes d'eau altimétriques décalées temporellement . . . . .	88
4.9	Comparaison entre le débit à Chroy Chang Var provenant de la station in situ et celui dérivé des cotes d'eau altimétriques sur le lac . . . . .	89
5.1	Carte de mes zones d'étude avec mes principales collaborations . . . . .	97

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Pourquoi étudier le cycle de l'eau ?

Le système climatique est une machine thermodynamique d'une grande complexité, qui répartit et dissipe l'énergie reçue par le soleil. Au cœur de ce mécanisme complexe se trouve le cycle de l'eau (figure 1.1). La partie continentale de ce cycle correspond à l'eau qui tombe, sous forme de pluie ou de neige sur les surfaces continentales, peut s'accumuler sur les glaciers ou les calottes polaires, s'écouler en surface, s'infiltrer dans le sol, être évapotranspirée. Cette eau finira, après un temps plus ou moins long, par rejoindre les réseaux fluviaux ou lacustres et in fine les océans ou bien s'évaporer vers l'atmosphère. Cette composante du cycle de l'eau est à l'interface entre l'atmosphère et les océans et a la spécificité d'inclure des zones très hétérogènes (zones d'eau liquide à surface libre comme les lacs et rivières, sols aux propriétés diverses qui peuvent être ou non saturés en eau, couvert végétal extrêmement diversifié, glaciers et calottes polaires contenant l'eau sous forme solide, ...). Son étude est donc complexe, mais cruciale, pour comprendre la variabilité du cycle de l'eau et donc le climat de la Terre.

C'est aussi sur les continents que se trouve la plus grande partie de l'eau douce disponible sur Terre, celle-ci ne représentant que 3% de l'eau totale. Parmi cette eau douce, 68% est stockée sous forme solide dans les calottes et les glaciers, le reste étant sous forme liquide, principalement dans le sol (31%), c'est l'eau souterraine. Seul 0,3% de l'eau douce se trouve en surface. Au final, seulement 0.007% de toute l'eau présente sur Terre (eaux salines et douces) se trouve dans les lacs et 0,0002 % dans les rivières (GLEICK, 1996; <https://water.usgs.gov/edu/watercyclefrenchhi.html>). Bien que faible en quantité, cette eau de surface correspond aux flux d'eau échangés avec l'atmosphère, le sol et les océans. Elle connaît donc de fortes variabilités temporelles et spatiales, comme le montre la figure 1.2 (voir HERRMANN *et al.*, 2015 pour plus de détails). On peut notamment remarquer sur cette figure la prédominance des lacs et zones humides au-delà de 50°N. Évidemment, cette variabilité est fonction du climat, mais dépend aussi de

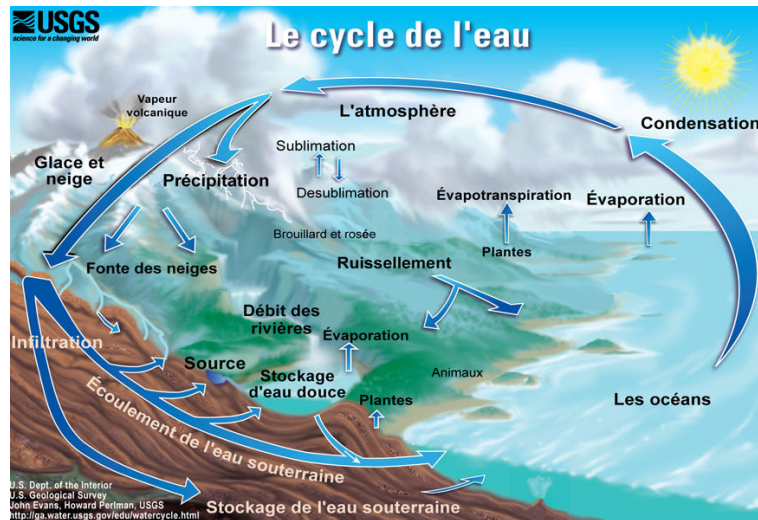


Figure 1.1 – Le cycle de l’eau, illustré par J. M. Evans et H. Perlman (USGS Georgia Water Science Center), traduit en français par M. Michel (Agence de l’eau Artois-Picardie) et provenant de <https://water.usgs.gov/edu/watercyclefrenchhi.html>

la topographie, puisque les eaux de surface s’organisent par bassins versants (un bassin versant correspond au territoire drainé par un cours d’eau et ses affluents). En particulier, les bassins endoréiques n’ont pas d’exutoire de sortie et couvrent environ 10% des surfaces continentales (d’après le dictionnaire des sciences hydrologiques, [www.hydrologie.org/glu/indexdic.htm](http://www.hydrologie.org/glu/indexdic.htm)). C’est notamment le cas de la mer Caspienne ou du lac Tchad.

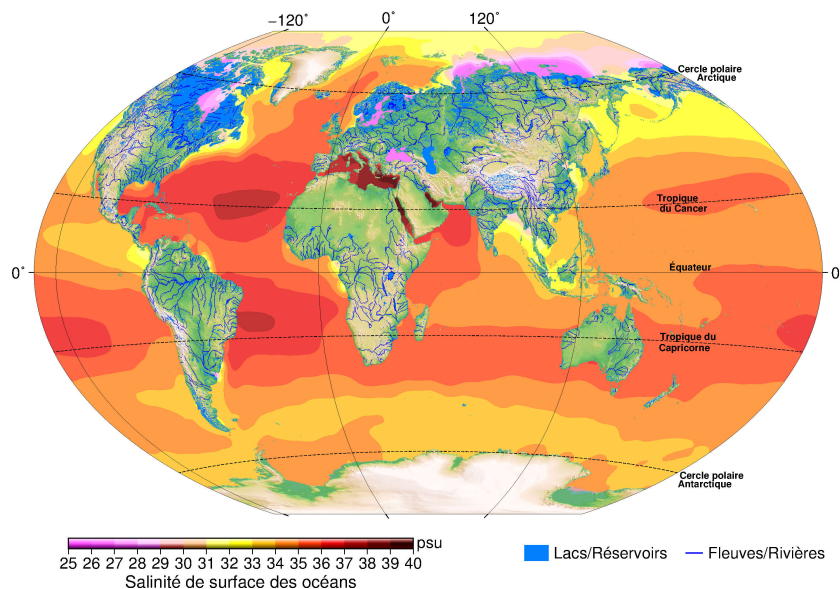


Figure 1.2 – Salinité moyenne des océans (données WOA 2009) et distribution des lacs/réservoirs (d’après LEHNER & DÖLL, 2004), ainsi que des principaux fleuves/rivières (d’après le GRDC, 2007). Image provenant de HERRMANN *et al.* (2015)

Parmi les bassins exoréiques, c’est-à-dire ceux débouchant vers un océan ou une mer, le plus grand bassin versant du monde est l’Amazone (Amérique du Sud), qui couvre 6 million de  $km^2$ . À lui seul, il représente plus de 15% de l’apport total des fleuves vers les

océans. À titre de comparaison, son débit moyen est égal à la somme des débits des sept autres plus grands fleuves suivants, à savoir : le Congo en Afrique, le Gange/Brahmapoutre en Asie du Sud, l'Orénoque en Amérique du Sud, le Yang-Tsé-Kiang en Chine, la Lena et la Ienisseï en Sibérie et le Mississippi aux Etats-Unis. La figure 1.3 montre une estimation du débit fluvial annuel moyen total (en  $km^3/an$ ) par océan (elle est extraite de MILLIMAN & FARNSWORTH, 2013). Ainsi, chaque année, c'est environ  $36\ 000\ km^3$  d'eau douce qui se déversent dans les océans, soit presque la moitié du volume total de la mer Caspienne. En particulier, les fleuves au nord de l'Amérique du Sud (surtout l'Amazone) et ceux de l'Asie du Sud et de l'Océanie contribuent pour moitié à ces apports d'eau douce. C'est pourquoi je me suis particulièrement intéressé à ces fleuves au cours de mes recherches. De manière générale, il est donc crucial de cartographier et d'observer la dynamique des eaux continentales, afin de mieux comprendre la dynamique globale du cycle de l'eau, d'autant plus que celui-ci est et continuera à être particulièrement affecté par le changement climatique (TRENBERTH & ASRAR, 2014).

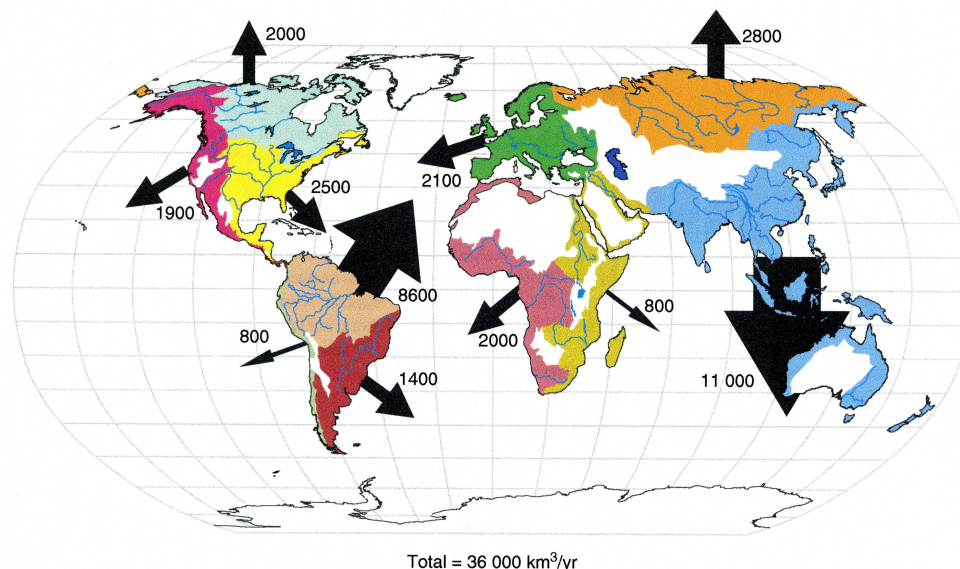


Figure 1.3 – Carte du débit fluvial annuel moyen total (en  $km^3/an$ ) vers les océans. La taille de chaque flèche est proportionnelle au débit de la zone correspondante. L'image provient de MILLIMAN & FARNSWORTH (2013)

D'autre part, cette eau douce est vitale pour la vie terrestre et est donc un enjeu majeur pour l'humanité, qui doit partager cette ressource limitée avec le reste de la biosphère. D'un point de vue économique et sociétal, les eaux de surface sont la source d'eau la plus utilisée pour les usages domestiques, agricoles et industriels. Par exemple, à l'échelle globale, 35% de l'eau ainsi utilisée proviendrait des aquifères (DÖLL *et al.*, 2012), tandis que les 65% restants seraient issus, entre autre, des eaux de surface. Les accès à l'eau douce sont très inégalement répartis sur Terre, pour des raisons naturelles, mais aussi économiques et structurelles (WORLD WATER ASSESSMENT PROGRAMME, 2012). Malheureusement, ces inégalités seront exacerbées par le changement climatique (TREN-

BERTH, 2011). Cette pression anthropique sur la ressource en eau fragilise de nombreux écosystèmes, érodant la biodiversité. Réciproquement, nos sociétés humaines en sont tellement dépendantes que des événements extrêmes, souvent non ou mal anticipés, peuvent avoir des conséquences humaines et économiques dramatiques (de MARSILY, 2006).

## 1.2 Questions scientifiques et axes de recherche

Ainsi l'étude des eaux continentales en général et des eaux à surface libre en particulier est extrêmement importante, à la fois d'un point de vue scientifique (meilleure connaissance du cycle de l'eau et du climat), mais aussi d'un point de vue sociétal. Cependant, même si notre connaissance de ce cycle a fortement progressé, à l'échelle globale de grandes incertitudes existent encore sur sa dynamique. Par exemple, les débits fluviaux moyens calculés par MILLIMAN & FARNSWORTH (2013) et présentés sur la figure 1.3 proviennent de multiples stations de jaugeage qui couvrent des périodes temporelles très hétérogènes. Cette hétérogénéité se retrouve aussi dans la base de données mondiale du Global Runoff Data Center (GRDC), qui met gratuitement à disposition des séries temporelles de débits in situ à l'échelle globale (figure 1.4). Plusieurs causes peuvent expliquer cette hétérogénéité : elles peuvent être d'ordre économique (coût de l'installation et de l'entretien d'une station de jaugeage), historique (difficultés d'opérer une station située en zone de conflit), géographique (zones difficiles d'accès ou non-habitées) ou « politique » (les ressources en eau du pays peuvent être jugées stratégiques et les mesures afférentes non divulguées).

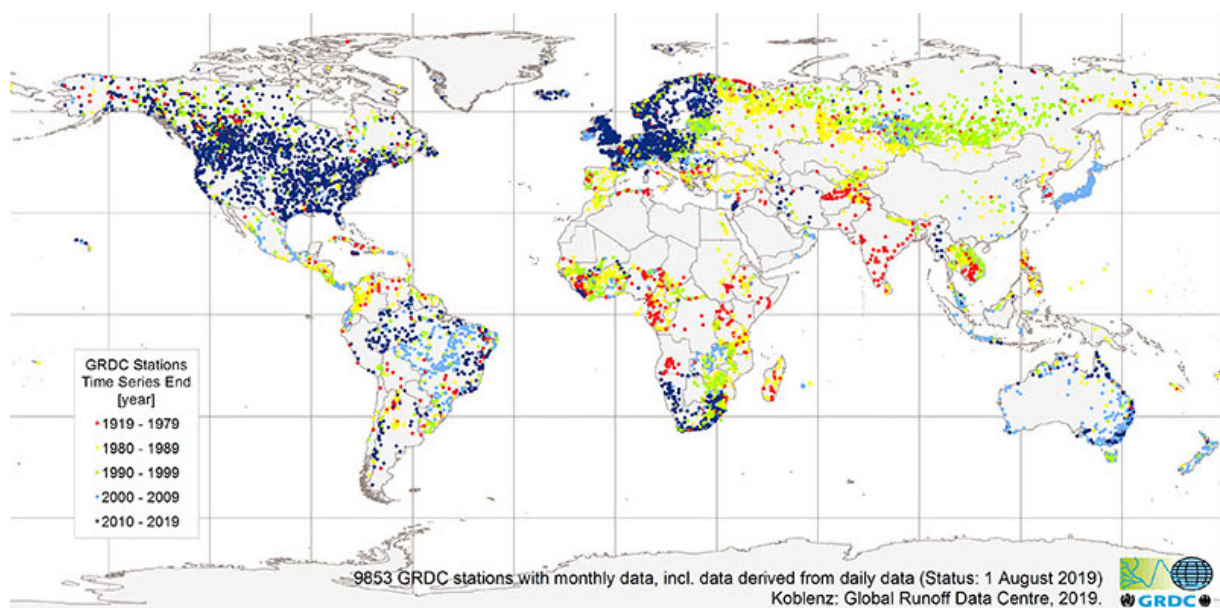


Figure 1.4 – Stations in situ avec mesures de débit disponibles auprès du GRDC. Le code couleur correspond à la date de fin de la série temporelle pour chaque station (image provenant de [www.bafg.de/GRDC](http://www.bafg.de/GRDC))



Ainsi, mon projet de recherche, qui s'intitule « Variabilité du cycle hydrologique des grands bassins fluviaux », s'attaque à ce problème. Il a pour objectif l'observation du cycle de l'eau continental, en particulier des eaux de surface, à l'échelle des grands bassins fluviaux, puis l'analyse de leur variabilité saisonnière et la recherche des causes possibles de ces variations (à la fois naturelles et d'origine anthropique). La partie continentale du cycle de l'eau comprend un grand nombre de processus physiques couvrant de vastes gammes d'échelles spatiales et temporelles. La figure 1.5 présente les processus physiques et les échelles spatio-temporelles auxquels je m'intéresse dans mes recherches. Plus précisément, mon projet de recherche s'intéresse aux questions scientifiques suivantes :

- Comment améliorer l'observation de la partie continentale du cycle de l'eau ?
- Quelles en sont les variabilités saisonnières à décennales ?
- Cette variabilité subit-elle des changements notables depuis les dernières décennies ?
- Quels mécanismes physiques essentiels sont à considérer pour modéliser les grands bassins versants et les interactions avec l'atmosphère et les océans ?
- Quelle est la part du forçage climatique et la part du forçage anthropique « direct » ?

Dans ce contexte, le forçage climatique correspond aux précipitations, températures, rayonnement incident, évapotranspiration,... et comporte à la fois une part « naturelle » et une part anthropique « indirecte », d'après les études référencées dans les rapports du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) (IPCC, 2013). L'impact anthropique « direct » quant à lui correspond à la modification du cycle hydrologique continental liée directement à l'activité humaine : aménagement des eaux de surface (barrages/réservoirs, retenues collinaires, digues, écluses, prélèvements agricoles/industriels/domestiques, canaux, aqueduc, ...) et souterraines (pompage des aquifères, ...), changement d'occupation des sols (influençant les vitesses d'écoulement du ruissellement, la percolation et l'évaporation), ... .

Pour réaliser ce projet de recherche, je m'appuie notamment sur des observations satellitaires (de cotes et d'étendue des eaux de surface et de variations de la gravité terrestre) et in situ disponibles (cotes d'eau et débits), comme illustré sur la figure 1.6a. Ces données permettent d'observer la variabilité du cycle de l'eau depuis au moins une vingtaine d'années maintenant. Comparées et/ou combinées avec des modèles hydrologiques (qui simulent la partie continentale du cycle de l'eau en se basant sur un bilan de masse et d'énergie) et hydrodynamiques (qui simulent l'écoulement dans le lit mineur des rivières et éventuellement dans le lit majeur), elles permettent de mettre en évidence les principaux mécanismes responsables de ces variabilités et les interactions avec l'ensemble du système climatique. Il faut savoir qu'il n'existe que peu de jeux de données globaux d'évapotranspiration, qui sont plus ou moins précis. Or ce flux vers l'atmosphère influe sur le bilan de masse et d'énergie des eaux à surface libre. Dans mes recherches, je me suis donc appuyé sur des sorties de modèles hydrologiques quand j'ai eu besoin d'une estimation de ce flux. D'autre part, les différences parfois importantes d'échelles spatiales et temporelles

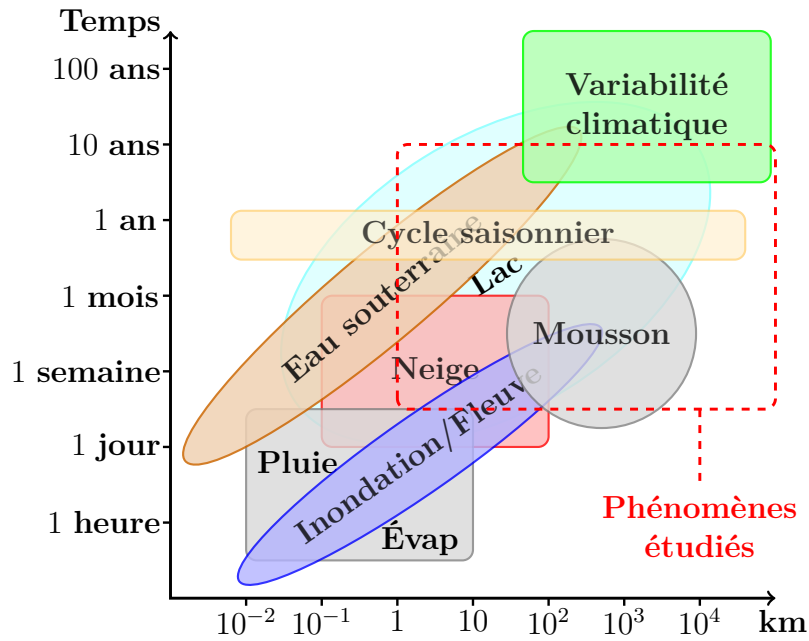


Figure 1.5 – Échelles spatio-temporelles des phénomènes physiques étudiés

entre l'ensemble des jeux de données/outils précédemment cités imposent de prendre des précautions lorsqu'on les compare. Les variations temporelles des eaux continentales, une fois obtenues par bassin versant, sont comparées à diverses données (jeux de précipitations, indices climatiques, variation d'occupation des sols, estimation d'évaporation,...) pour déterminer les causes possibles de ces variations (figure 1.6b). Avec cet objectif en ligne de mire, j'ai étudié différents bassins ayant des tailles et des régimes hydrologiques assez contrastés, comme l'Amazonie, le Gange/Brahmapoutre, le Mékong, le Niger et... la Garonne.

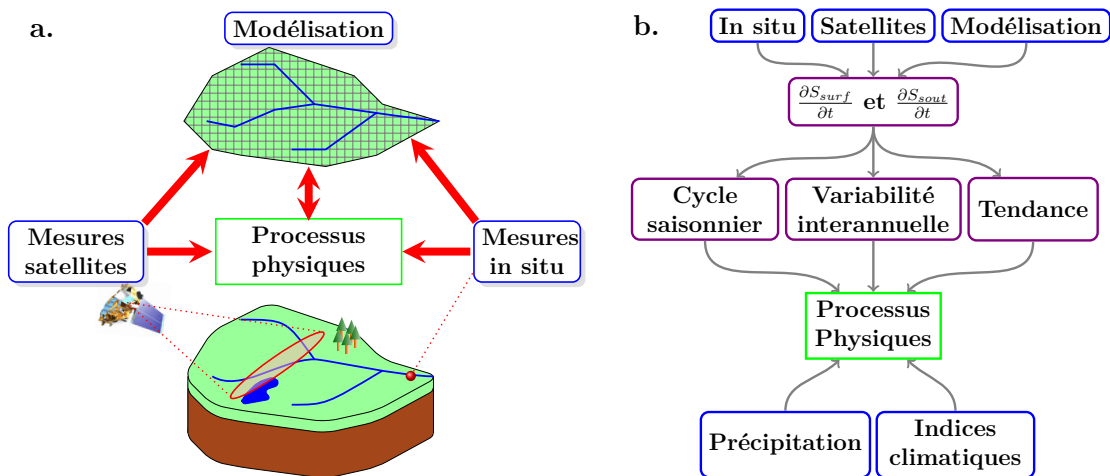


Figure 1.6 – Ce projet de recherche vise à combiner données in situ, télédétection et modélisation (a.) au sein d'une méthodologie qui permet d'estimer et d'interpréter la variabilité du cycle de l'eau sur continents (b.)

La figure 1.3 montre clairement les forts apports d'eau douce des fleuves du nord de l'Amérique du Sud et de l'Asie/Océanie vers les océans. C'est pourquoi, dans ce mémoire, je vais surtout me focaliser sur trois bassins caractéristiques de ces zones : l'Amazone, le Gange/Brahmapoutre et le Mékong. L'Amazone représente 95% des 8600  $km^3/an$  d'apport d'eau douce de l'Amérique du Sud vers l'océan Atlantique. Le Gange/Brahmapoutre et le Mékong, quant à eux, représentent en cumulé 30% des 11000  $km^3/an$  d'apport d'eau douce de l'Asie et de l'Océanie vers l'océan Indien et l'océan Pacifique Ouest. Dans le chapitre 2, je présente les données de télédétection utilisées et les traitements développés au cours de mes recherches, en collaboration avec de nombreux collègues, pour observer les eaux continentales. Puis, dans le chapitre 3, je décris comment utiliser ces données pour quantifier, mais aussi prévoir, les débits fluviaux à l'échelle de grands bassins versants (en particulier l'Amazone et le Gange/Brahmapoutre). Le chapitre 4, quant à lui, présente l'estimation des stocks d'eau de surface sur le bassin du Mékong et le lien entre ces variations et le forçage climatique. Le chapitre 5 est plus personnel, puisqu'il présente mon parcours professionnel, mon insertion dans le monde de la recherche, ainsi que mes activités d'encadrement de jeunes chercheuses/chercheurs. En guise d'ouverture, le chapitre 6 présente les principales perspectives de mes recherches pour les années à venir. Finalement et comme demandé par l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier, à partir de la page 130 se trouvent cinq publications majeures, chacune étant liée à l'un des trois chapitres scientifiques de cette HDR.





# Chapitre 2

## Observer les eaux continentales depuis l'espace

### 2.1 Introduction

Mon projet de recherche se base sur l'estimation et l'étude des variations de stocks et des flux d'eau à la surface des continents (cf. section 1.2), ce qui nécessite une estimation de ces variables à l'échelle de grands bassins versants. Les réseaux de mesures in situ, malheureusement trop hétérogènes en temps et en espace (voir figure 1.4), ne sont suffisant pour de nombreux bassins. Depuis les années 1990, les mesures satellitaires d'observation de la Terre se sont multipliées et viennent compléter avantageusement ces réseaux de mesures. C'est pourquoi, mon projet de recherche s'appuie fortement sur la télédétection pour répondre aux questions scientifiques présentées à la section 1.2. Cependant, ces données ne mesurent pas toujours directement les variables d'intérêt (débit fluvial et variation de volume d'eau) et ont un certain nombre de limitations. Ainsi, avant de pouvoir estimer les débits fluviaux (voir chapitre 3) ou les variations de stocks d'eau continentaux (voir chapitre 4), il est nécessaire de faire un travail de traitement des données satellitaires pour disposer du plus grand nombre d'observations possibles. L'objectif de ce chapitre est donc de présenter les données satellitaires que j'utilise dans le cadre de mes recherches, ainsi que les développements techniques et leur validation que j'ai été amenés à faire.

Le calcul des variations de volume des eaux à surface libre nécessite d'avoir une estimation de la cote d'eau (distance entre la surface de la zone en eau et une surface de référence, comme un ellipsoïde ou un géoïde), un masque des zones en eau et une estimation a priori de la bathymétrie (cote du lit majeur/mineur pour une rivière ou du fond d'un lac). Cette dernière peut être estimée, par exemple, en disposant d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de qualité suffisante ou bien en faisant des hypothèses sur la forme de la bathymétrie (par exemple en supposant une variation trapézoïdale entre deux cotes d'eau observées). Plus de détails sur le calcul des variations de volume

d'eau est fourni au chapitre 4. En ce qui concerne le calcul du débit d'une rivière, plusieurs approches sont envisageables en fonction de l'application voulue, des mesures et des outils numériques disponibles (voir le chapitre 3 pour une description et une application de certaines de ces méthodes). Mais ces méthodes nécessitent, là aussi, des observations de cotes d'eau, de largeur au miroir de la rivière, de bathymétrie, ainsi qu'une estimation de certains paramètres (comme des coefficients à ajuster et plus ou moins physiques).

Ainsi, pour faire avancer mon projet de recherche, il est essentiel de disposer d'un grand nombre de séries temporelles de cotes d'eau, afin d'avoir une vision la plus réaliste possible de la topographie des eaux de surface et de leur évolution temporelle. Ce type de mesures peut être fourni par des altimètres satellitaires, instruments développés notamment par la National Aeronautics and Space Administration (NASA), le Centre National d'Études Spatiales (CNES) et l'European Space Agency (ESA) et dont les données sont traitées depuis plus de vingt ans au Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS). Cependant, ces capteurs ont été initialement conçus pour observer la topographie des océans et ne sont pas toujours adaptés pour observer les surfaces continentales. C'est pourquoi, je me suis fortement investi dans l'utilisation de ce type de mesures et j'ai collaboré avec des collègues du Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) du LEGOS, de mon équipe Étude de la Cryosphère et de l'Hydrosphère par Observations Spatiales (ECHOS) et du CNES pour augmenter le nombre de données exploitables sur les eaux continentales, comme expliqué dans la section 2.2.

De plus, pour aborder les questions scientifiques de la section 1.2, il est nécessaire de disposer de séries temporelles longues (plusieurs années à quelques décennies), à la fois pour les cotes d'eau et les masques d'eau. D'autre part, l'observation d'autres compartiments du cycle de l'eau, notamment des stocks d'eau dans le sol et des précipitations, est capitale pour répondre à ces questions. C'est pourquoi, j'ai dû combiner un ensemble de données satellitaires très diverses, via une approche multi-capteurs/multi-missions. Ces données satellitaires et le principe général de leur utilisation sont présentés en section 2.3. Leur utilisation et leur combinaison dans le cadre de mon projet de recherche sont décrits dans les chapitres suivants.

Enfin, au vu des limitations des missions spatiales actuelles, j'ai consacré une certaine part de mon activité à la préparation de futures missions altimétriques, afin d'améliorer les observables essentielles à mon projet de recherche à plus ou moins long terme. Ce travail prospectif est présenté dans la section 2.4.

## 2.2 L'altimétrie satellitaire

## 2.2.1 Présentation de l'altimétrie nadir radar

Pour disposer de mesures de cotes d'eau, j'ai utilisé les mesures d'un type d'instrument particulier : l'altimètre radar à visée au nadir. À l'heure actuelle, c'est l'une des rares catégories d'instruments embarqués sur des plateformes satellitaires, avec l'altimétrie lidar (voir section 2.2.7), qui permette de fournir ce type d'observation.

Le premier altimètre nadir à avoir volé dans l'espace était embarqué sur le Skylab de la NASA en 1973. Il fut ensuite suivi par ceux à bord de GEOS-3 (d'Avril 1975 à Décembre 1978), Seasat (de Juin à Octobre 1978) et Geosat (de Mars 1985 à Janvier 1990) (ESCUDIER *et al.*, 2017). Ces missions ont permis de montrer l'intérêt de ce type d'instrument pour estimer le géoïde marin (surface d'équipotentiel correspondant au niveau moyen des océans au repos) et commencer à observer la topographie des océans. Mais leur précision n'était pas encore suffisante pour observer la dynamique océanique, comme le montre la figure 2.1. C'est réellement au début des années 90, avec le lancement de la mission NASA/CNES Topex/Poseidon le 10 Août 1992, que l'altimétrie satellitaire a atteint une précision suffisante pour observer la dynamique océanique, permettant de grandes avancées dans ce domaine.

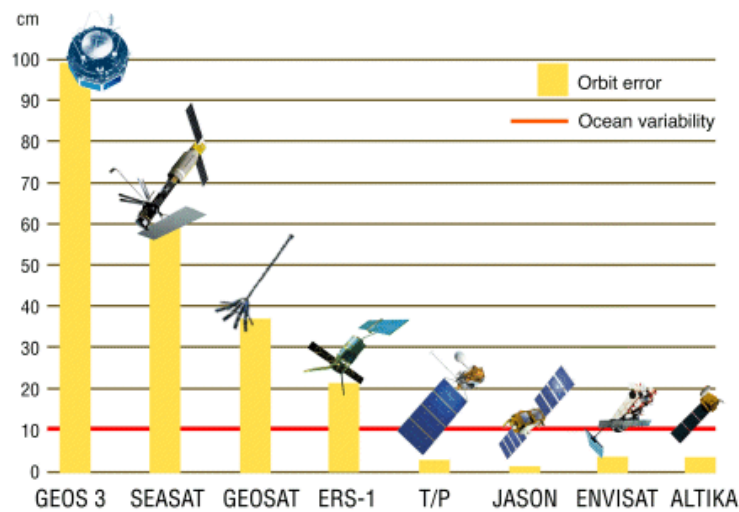


Figure 2.1 – Précision verticale des première missions altimétriques (crédits CNES, l'image provenant de [www.aviso.altimetry.fr](http://www.aviso.altimetry.fr))

Bien que les premiers altimètres aient été principalement conçus pour observer les océans, assez rapidement (dès le début de Topex/Poseidon) leurs mesures ont été utilisées pour observer les grands lacs et les grands fleuves (C. M. BIRKETT, 1995, 1998). Puis, avec l'amélioration des instruments, de l'estimation précise des orbites et des algorithmes de post-traitement des mesures, des corps en eau de plus en plus petits ont pu être observés, jusqu'à des rivières qui font 50 m de large dans certains cas (SANTOS DA SILVA *et al.*, 2010; SULISTIOADI *et al.*, 2015; BIANCAMARIA *et al.*, 2018). Pour plus de détails sur l'historique de l'utilisation de l'altimétrie radar satellitaire sur les continents, voir par

exemple CRÉTAUX *et al.* (2017).

Le principe de base de la mesure altimétrique est décrit sur la figure 2.2. L’altimètre mesure la distance entre le satellite et la surface d’eau à observer, notée  $R$  sur cette figure (pour « Range » ou « Distance » en français). D’autre part, l’altitude du satellite, notée  $H$ , est connue avec une bonne précision (moins de 2 cm pour les missions actuelles, voir par exemple COUHERT *et al.*, 2015). Cela permet d’en déduire  $h$ , la cote d’eau de l’objet observé (qui est, pour rappel, la distance entre la surface de cette zone d’eau et une surface de référence, un ellipsoïde ou un géoïde). Il est important de noter qu’en utilisant seulement les mesures altimétriques, on ne peut pas en déduire la profondeur d’eau, c’est-à-dire la distance entre la surface d’eau et le fond du lac ou de la rivière. Pour cela, il faut impérativement des informations complémentaires, comme la bathymétrie du fond du lac ou de la rivière.

Pour mesurer  $R$ , l’altimètre radar va envoyer une onde électromagnétique, qui sera en partie réfléchi par la surface et renvoyée vers le satellite. Le calcul du temps  $dt$  mis par cette onde pour faire l’aller/retour vers le satellite permet de calculer  $R$ , en supposant que l’onde s’est déplacée à une vitesse constante (notée  $c$ ), celle de la lumière dans le vide (Eq. 2.1).

$$R = \frac{1}{2} \cdot c \cdot dt \quad (2.1)$$

Cependant, l’onde électromagnétique est ralentie lors de son passage dans l’atmosphère et ne propage donc pas à vitesse constante tout le long de son trajet (sa vitesse sera légèrement inférieure à  $c$  lors de son passage dans l’atmosphère). Ainsi, l’équation 2.1 qui suppose une vitesse de propagation constante aura tendance à surestimer la distance entre le satellite et la surface d’eau. Pour compenser cet effet, une correction notée  $\Delta R_{propagation}$  est donc soustraite à  $R$ . De plus, le calcul de ce dernier est aussi affecté par des phénomènes géophysiques, comme les mouvements verticaux de la croûte terrestre dus aux marées terrestres ou polaires, qui sont, là aussi, compensés en soustrayant une correction, notée  $\Delta R_{geophysique}$ . Au final,  $h$  est calculé en utilisant l’équation 2.2. Plus de détails sur le principe de l’altimétrie et son application sur les surfaces continentales sont disponibles dans ESCUDIER *et al.* (2017) et CRÉTAUX *et al.* (2017).

$$h = H - (R - \Delta R_{propagation} - \Delta R_{geophysique}) \quad (2.2)$$

La figure 2.3 présente la plupart des missions satellites embarquant un altimètre nadir et dont les données sont mises à disposition de la communauté scientifique. Cette figure ne contient pas les rares missions altimétriques des années 70/80, car leurs mesures n’avaient pas une précision verticale suffisante. Sur cette figure, les noms avec un astérisque correspondent aux missions que j’ai utilisées dans mon projet de recherche. Comme je

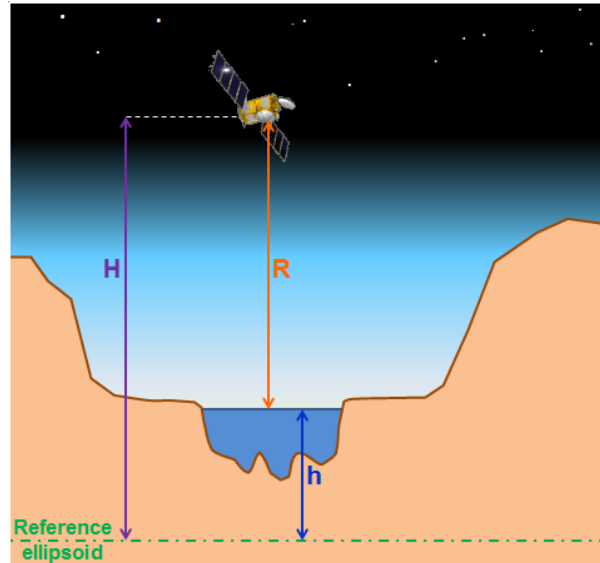


Figure 2.2 – Principe de l’altimétrie satellitaire

cherche à observer la dynamique des fleuves, rivières et lacs à des échelles saisonnières et mensuelles, je n’ai pas considéré les missions qui étaient sur des orbites dérivantes (par exemple après juillet 2016 pour SARAL) ou ayant des répétitivités bien supérieures à 30 jours (comme Cryosat qui a une répétitivité de 369 jours). De plus, je cherche à observer des périodes longues. C’est pourquoi je n’ai pas utilisé les données Envisat après son changement d’orbite en Octobre 2010 ou la phase Tandem de Jason-2. Enfin, pour certaines missions, les données n’étaient pas toujours facilement accessibles, au moins durant les premières années de la mission, comme pour HY-2A. Toutes les mesures que j’ai utilisées proviennent de la base de données du CTOH, ce qui permet d’avoir des formats de fichier et des corrections géophysiques cohérents d’une mission à l’autre. Le tableau 2.1 donne un aperçu des principales caractéristiques (orbites et instruments) des missions que j’ai utilisées.

## 2.2.2 Échantillonnage spatio-temporel des missions altimétriques

Les altimètres nadirs observent à la verticale du satellite et ne fournissent donc que des mesures ponctuelles de cote d’eau (notée  $h$ ), aux intersections entre la trace du satellite et les zones d’eau à surface libre. Ces intersections sont appelées Stations Virtuelles (SV). De plus, comme illustré sur la figure 2.3 et dans le tableau 2.1, les différentes missions altimétriques qui se sont succédé au cours du temps ont eu et ont toujours des orbites (répétitives) très variées. Or l’orbite définit à la fois l’échantillonnage spatial et l’échantillonnage temporel de la mission. Ceux-ci évoluent de manière opposés : plus une orbite aura un nombre de traces important, plus elle aura un échantillonnage spatial fin, mais en contrepartie plus sa période de répétitivité (c’est-à-dire le temps mis par le satellite pour voler de nouveau au-dessus du même point) sera grande et donc plus son échantillonnage

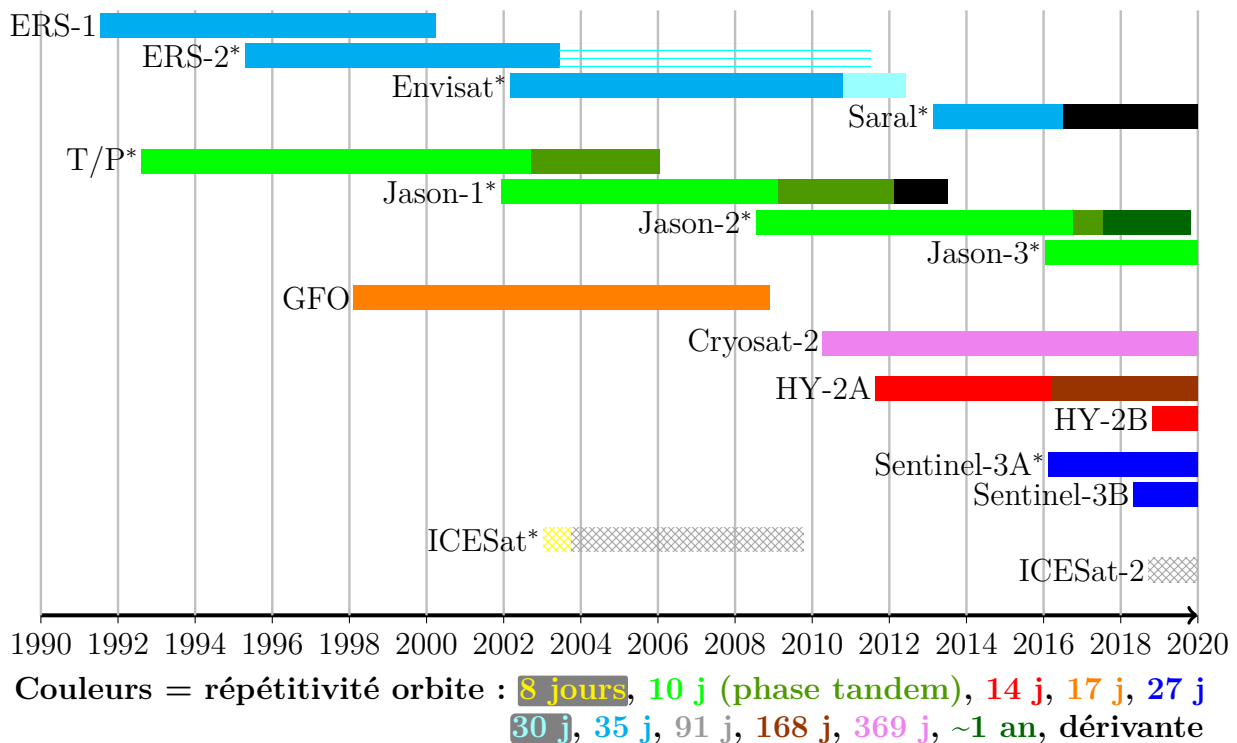


Figure 2.3 – Frise chronologique des missions satellites avec altimètre nadir depuis 1990. Les noms avec un astérisque correspondent aux missions que j’ai utilisées dans mon travail de recherche. Les missions avec des hachures en grillage correspondent à des lidar, toutes les autres étant des altimètres radars. À partir de mi-2003, l’altimètre nadir radar à bord d’ERS-2 a cessé de fonctionner, d’où le changement de motif.

temporel sera grossier. L’échantillonnage spatial dépend évidemment de la latitude et de l’orientation des rivières par rapport à la trace au sol de l’orbite. Mais pour avoir un ordre de grandeur de cet échantillonnage pour l’altimétrie nadir, il est intéressant de considérer l’intertrace de l’orbite, qui correspond à la distance le long de l’équateur entre deux traces ascendantes ou descendantes consécutives. Par exemple, Envisat a une distance intertrace de 80 km à l’équateur (donc potentiellement un échantillonnage tous les 80 km des fleuves orientés longitudinalement à l’équateur), mais repasse au-dessus du même point tous les 35 jours (voir tableau 2.1). A contrario, les missions Jason ont une distance intertrace à l’équateur bien plus grossière (315 km), par contre ils ont une bien meilleure répétitivité (10 jours). En particulier, REUBELT *et al.* (2010) a estimé, pour des missions de géodésie, que le produit de l’échantillonnage spatial et de l’échantillonnage temporel d’une orbite à une autre varie assez peu. Par exemple, dans le cas d’ERS-2, Envisat et SARAL, ce produit (35 jours  $\times$  80 km) est égal à 2800, pour les missions Jason il est égal à 3150 et pour Sentinel-3A il est de 2808. Autrement dit, un seul satellite embarquant un altimètre nadir ne peut pas avoir à la fois une bonne couverture spatiale et un bon échantillonnage temporel.

L’utilisation de plusieurs missions altimétriques permet donc théoriquement d’augmenter la couverture spatio-temporelle d’un réseau fluvial, d’un lac ou d’un réservoir.

Caractéristiques	TP/ <b>J1</b> / <b>J2</b> / <b>J3</b>	ERS2/ <b>Env</b> /SARAL	S3A/S3B
Agences spatiales	CNES, NASA, EUMETSAT, NOAA, UE	ESA/CNES, ISRO	ESA
Répétitivité	10 jours	35 jours	27 jours
Altitude orbite	1336 km	790 km	815 km
Inclinaison orbite	66 °	98,55 °	98,65 °
Distance intertrace à l'équateur	315 km	80 km	104 km (1 sat) / 52 km (2 sat)
Nom altimètre	NRA, Poseidon/ Poseidon-2/ Poseidon-3/ Poseidon-3B	RA/ RA-2/ AltiKa	SRAL
Fréquence(s) radar	Ku (13,575 GHz) et C (5,3 GHz)	Ku (13,8 GHz)/ Ku (13,575 GHz) et S (3,2 GHz)/ Ka (35,75 GHz)	Ku (13,575 GHz) et C (5,41 GHz)
Mode d'acquisition	LRM	LRM	SAR et PLRM
Mode MNT	Non sur TP/ <b>J1</b> Oui sur <b>J2</b> / <b>J3</b>	Non sur ERS2/ <b>Env</b> Oui sur SARAL	Oui
Taille fenêtre d'écoute	60 m	30 m, 125 m/ 64 m, 256 m, 1024 m/ 38 m	60 m
Nb portes distance	104	64/128/ 128	128
Taille d'1 porte distance	0,5 m	0,5 m, 2 m/ 0,5 m, 2 m, 8 m/ 0,3 m	0,5 m
Échantillonnage le long de la trace	10 Hz (~660 m) sur TP / 20 Hz (~350 m) sur <b>J1</b> / <b>J2</b> / <b>J3</b>	18 Hz (~400 m)/ 18 Hz/ 40 Hz (~175 m)	20 Hz

Tableau 2.1 – Caractéristiques des principales missions d'altimétrie utilisées au cours de mes recherches

Ceci est illustré par la figure 2.4 qui montre les traces des missions altimétriques de type Jason (traces en magenta) et de type Envisat (traces en rouge) sur le « petit » bassin de la Garonne (qui draine 55 000 km<sup>2</sup>). L'intérêt d'avoir des orbites répétitives est d'avoir localement (pour chaque SV) des séries temporelles potentiellement longues et à un pas de temps régulier, contrairement aux orbites dérivantes. Par contre, les orbites des missions passées et actuelles n'ont pas été définies pour offrir une constellation d'altimètres avec une couverture spatio-temporelle optimisée, ce qui peut poser des problèmes lorsqu'on essaie de les combiner. En particulier, l'utilisation d'orbites répétitives différentes entre les missions (il y a une grande différence de couverture entre l'orbite de type Jason et celle



de type Envisat) rend difficile l'étude hydraulique le long de certains réseaux fluviaux et nécessite des informations auxiliaires (connaissance du réseau, de la pente du fleuve et des variations de sections en travers au niveau des différentes SV, recours à des données in situ et à des sorties de modèle(s),...) pas forcément disponibles dans le cas de bassins peu jaugés. De plus, la couverture temporelle n'est pas homogène et contient des trous d'observation. Sur l'orbite de type Envisat, il n'y a pas eu d'observation pendant quasiment deux ans et demi entre la fin des mesures Envisat et le début de celles de SARAL. En outre, cette orbite n'est plus observée depuis juillet 2016, lorsque SARAL est passé en orbite dérivante (cf. tableau 2.1). De même, pour l'orbite de type Jason, si les missions s'y sont continuellement succédées depuis 1992, la mission Jason-1 n'a fourni que peu d'observations exploitables sur les surfaces continentales, pour des raisons techniques qui seront abordées dans les sections suivantes, provoquant un trou d'observation de près de six ans.

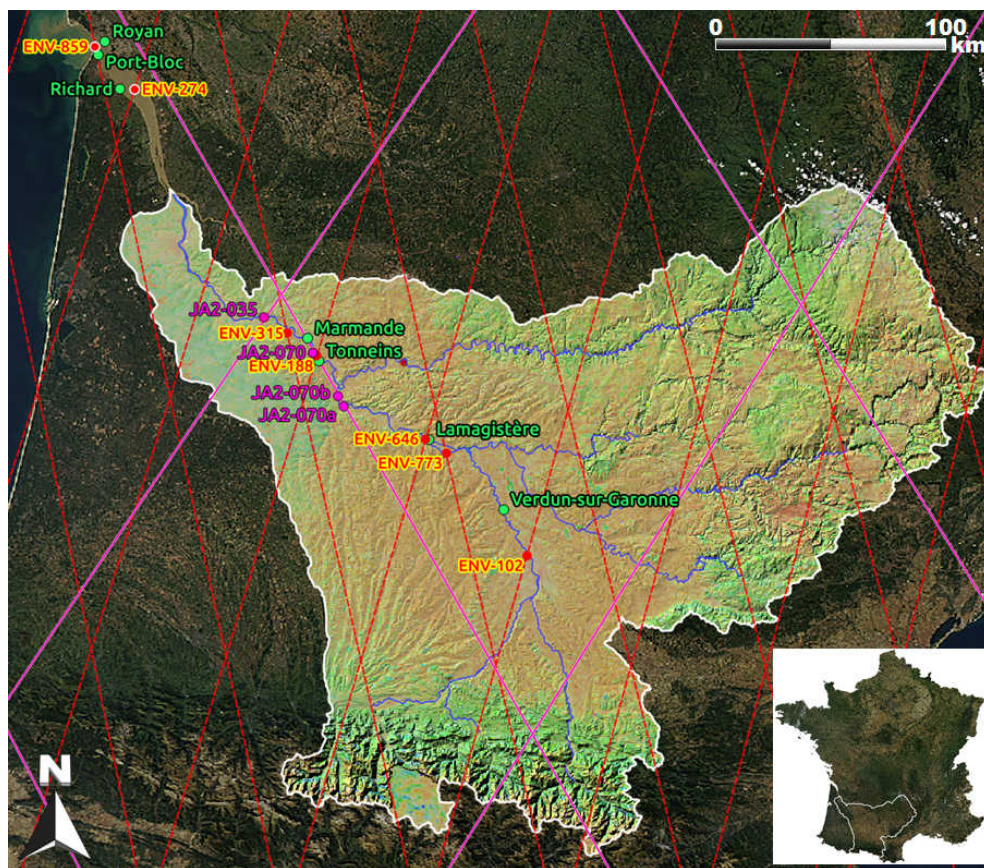


Figure 2.4 – Traces Topex-Poseidon/Jason-2/-3 (en magenta) et ERS-2/Envisat/SARAL sur le bassin de la Garonne (d'après BIANCAMARIA *et al.*, 2017)

Enfin, concernant l'échantillonnage temporel, les missions que j'ai utilisées ont des périodes de répétitivités entre 10 et 35 jours. Cela signifie évidemment que je me suis surtout intéressé aux échelles temporelles allant du mois à la décennie, comme indiqué au chapitre 1. La figure 2.5 montre, pour la Garonne, une comparaison entre des anomalies de cotes d'eau altimétriques estimées à partir de données Envisat (figure 2.5a) et Jason-2

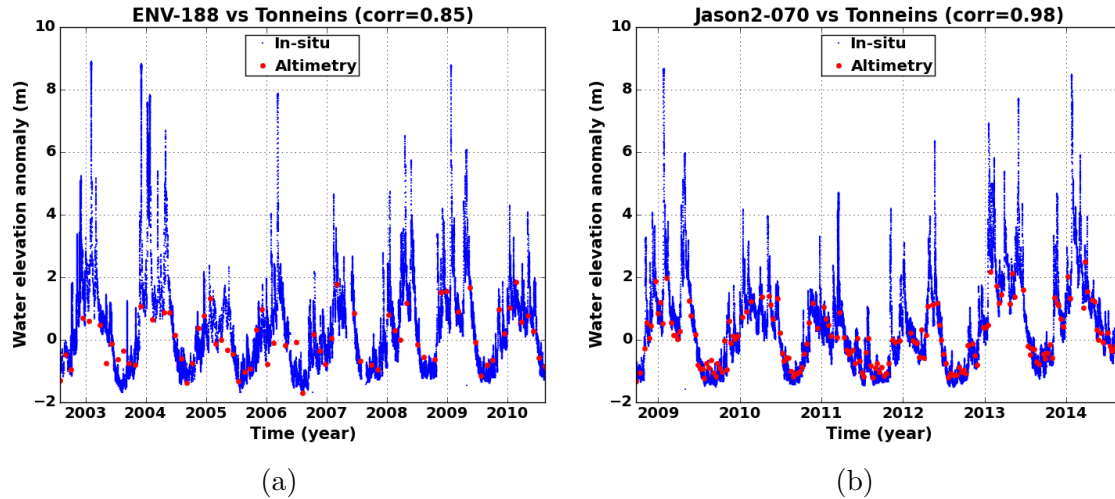


Figure 2.5 – Exemple sur la Garonne de séries temporelles d’anomalies de cotes d’eau altimétriques (points rouges) pour Envisat (2.5a) et Jason-2 (2.5b), comparées aux mesures de la station in situ (points bleus) la plus proche à Tonneins, voir la figure 2.4 pour leur localisation (d’après BIANCAMARIA *et al.*, 2017). Les corrélations fournies ont été calculées pour les dates de mesures Jason-2.

(figure 2.5b) avec celles mesurées par la station in situ la plus proche. À cet endroit, le fleuve a une largeur de l’ordre de 150 m lorsque le fleuve a un débit proche de sa moyenne annuelle (module du débit  $\sim 600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Bien que qualitative, cette figure illustre bien le fait que les missions altimétriques actuelles permettent d’observer le cycle saisonnier de la Garonne, mais pas sa variabilité haute fréquence, notamment les événements extrêmes. Ceci pose aussi la question de l’adéquation entre la dynamique temporelle des corps en eau observés, d’une part et de l’échantillonnage temporel et de la précision verticale des mesures altimétriques, d’autre part.

### 2.2.3 La mesure altimétrique et son traitement

Comme présenté à la section 2.2.1 et dans l’équation 2.2, l’altimètre permet de fournir une estimation de la distance  $R$ , pour en déduire la cote d’eau  $h$ . Si le principe est extrêmement simple, dans les faits, l’obtention d’une mesure précise de  $R$  peut s’avérer assez complexe. Dans cette partie, je ne vais pas présenter le détail de la mesure altimétrique et de son traitement. Pour les personnes intéressées, plus d’informations sont disponibles, par exemple, dans CHELTON *et al.* (2001) et ESCUDIER *et al.* (2017). Cependant, je vais présenter certaines notions et approximations suffisantes pour comprendre le traitement des mesures altimétriques et les problèmes afférents, auxquels j’ai pu être confrontés. Il faut toutefois être conscient qu’il s’agira d’une vision idéalisée et simplifiée de la physique de la mesure et du traitement des données altimétriques. Enfin, je n’aborderai que le fonctionnement des altimètres Low Resolution Mode (LRM). D’autres techniques d’altimétrie récentes existent désormais, comme les modes Synthetic Aperture Radar (SAR) et SAR

Interferometric (SARIn) sur Sentinel-3A/B et Cryosat. Comme je ne les ai pas encore vraiment exploitées, je ne les décrirai pas dans cette section.

Si, théoriquement,  $R$  semble pouvoir être facilement calculé en mesurant le temps d’aller/retour de l’onde entre l’antenne et la surface à observer (équation 2.1), dans la réalité la détermination précise de ce temps et donc de  $R$  peut s’avérer assez difficile. La figure 2.6 montre le chronogramme typique d’une onde radar altimétrique. Tout d’abord, on peut faire l’approximation que le satellite émet une impulsion radar infiniment courte. Ce n’est évidemment pas le cas dans la réalité, mais cela constitue un modèle suffisant pour l’analyse qui suit. Cette onde émise vers le sol a une certaine ouverture angulaire (elle se déplace dans un « cône ») et n’est pas ponctuelle. Par exemple, pour AltiKa, le rayon de la tache au sol du lobe d’antenne à 3 dB est de 4 km, soit une tache au sol de  $50 \text{ km}^2$  (STEUNOU *et al.*, 2015). Ainsi, lorsqu’elle atteint le sol, elle interagit donc avec différentes « cibles » qui peuvent avoir des altitudes très différentes et donc des distances (ou temps aller/retour) cible/satellite assez variables. L’écho retour mesuré par l’antenne n’est donc pas une réponse impulsionnelle, mais couvre une certaine plage temporelle, comme illustré sur la figure 2.6. Cette puissance reçue qui varie dans le temps est appelée « forme d’onde ». Cet écho retour sera ensuite numérisé et donc échantillonné sur un nombre limité de points (couvrant un nombre limité de plages de valeurs de la puissance). Ces points sont appelés portes-distance et l’ensemble de ces portes correspond à la « fenêtre d’écoute ». Cette fenêtre a une taille assez limitée et dépend de l’altitude du satellite, de la largeur de bande du signal, etc. Pour les altimètres de type Poseidon (filère Jason), la taille d’une porte distance est d’environ 47 cm et la taille totale de la fenêtre d’écoute est de l’ordre de 50 m. Pour AltiKa, une porte distance a une largeur d’environ 30 cm et la fenêtre d’écoute couvre environ 38 m.

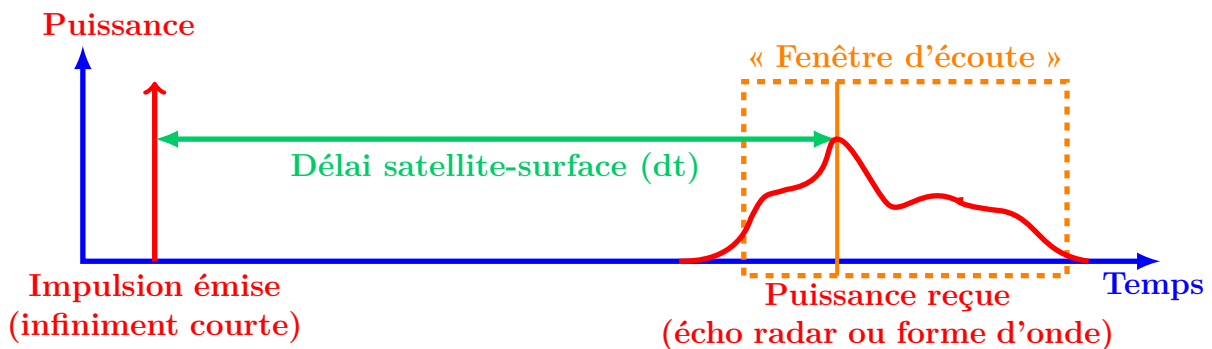


Figure 2.6 – Chronogramme théorique de l’émission et de la réception d’une onde radar altimétrique (crédits : Denis BLUMSTEIN)

Les puissances reçues et enregistrées dans la forme d’onde vont dépendre de la nature des surfaces observées. Comme l’altimètre vise au nadir et pour les fréquences radar utilisées, les corps en eau vont renvoyer plus d’énergie que le sol environnant (ces corps seront plus « brillants »). C’est pourquoi, en général, il est possible de différencier dans la forme d’onde les corps en eau (même assez petits, comme une rivière par exemple)

des autres types de surface qui sont inclus dans la tache au sol (pour rappel, celle-ci fait quelques dizaines de  $km^2$  pour les altimètres LRM). Les formes d’onde peuvent donc avoir une forme très variable d’une scène à une autre, comme illustré sur la figure 2.7. Cette figure montre la différence entre les formes d’onde que l’on peut observer sur océan (qui ne seront pas traitées dans ce mémoire) et celles sur les surfaces continentales. Dans ce deuxième cas, à cause de la taille réduite des corps en eau, les formes d’onde présenteront des « pics » dont le nombre et l’amplitude dépendra du nombre de corps en eau qui se trouvent dans la tache au sol, de leur dimension et de leur « rugosité », avec plus ou moins de bruit. Comme l’altimètre vise au nadir, il y a une ambiguïté sur la position au sol de ces pics : on ne peut pas les géoréférencer et les associer de manière certaine à un corps en eau spécifique situé dans la tache au sol de l’instrument. Ainsi, de la nature de la scène observée (topographie, présence de végétation, de zones urbaines, nombre et taille des zones d’eau,...) dépendra l’aspect des formes d’onde, qui sont très hétérogènes le long de la trace du satellite.

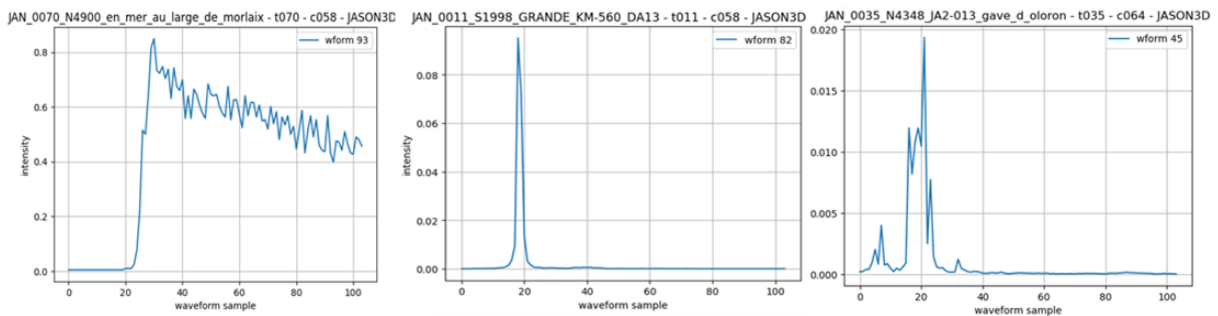


Figure 2.7 – Formes d’onde (intensité en fonction de la porte distance) mesurées par Jason-3 sur la France. La forme d’onde de gauche correspond à une forme d’onde typique sur océan. Les deux autres correspondent à des scènes avec une rivière (crédits Denis BLUMSTEIN)

Pour enregistrer une forme d’onde, l’étape cruciale effectuée par l’instrument est la poursuite, ou « tracking » en anglais, qui consiste à placer correctement la fenêtre d’écoute pour qu’elle puisse observer les échos renvoyés par la surface d’intérêt. À titre de comparaison, les satellites Jason sont sur une orbite d’environ 1336 km d’altitude (par rapport à un ellipsoïde de référence), mais son altimètre a une fenêtre d’écoute de l’ordre de 50 m (cf. tableau 2.1). SARAL, quant à lui, est sur une orbite de 790 km d’altitude et son altimètre a une fenêtre d’écoute d’environ 38 m. L’étape de « tracking » est donc primordiale, car si la fenêtre est mal positionnée, elle n’enregistrera pas la bonne partie de l’écho radar retour et il n’y aura aucune mesure sur la zone d’intérêt (et aucun moyen de corriger ce problème a posteriori). Classiquement, ce positionnement est fait automatiquement à bord par une boucle de poursuite autonome (aussi appelée, en automatique, boucle fermée ou « closed-loop » en anglais). Cependant, cette boucle d’asservissement a été conçue pour suivre la topographie des océans, pas celle des surfaces continentales. Or, comme nous le verrons à la section 2.2.5, elle peut être la cause d’un mauvais positionnement de



la fenêtre d'écoute sur continents et donc de données non exploitables.

Une fois que la fenêtre d'écoute est bien positionnée, il faut déterminer la position exacte, notée  $g_s$ , de la zone d'eau dans la forme d'onde. Ceci se fait via un algorithme de « retracking », qui vise à déterminer la porte distance contenant l'objet d'étude et finalement à calculer la distance  $R$ . Sur océan, il existe un modèle analytique de la forme d'onde, qui permet de l'inverser et d'en déduire  $g_s$  avec une précision centimétrique, bien meilleure que la taille d'une porte distance (47 cm pour les altimètres Poseidon). Sur continents, comme les surfaces sont bien plus hétérogènes, avec de fortes variabilités de la puissance reçue, il est plus difficile de traiter les formes d'onde et il n'en existe pas de modèle analytique. Les « retrackers » utilisés sont donc empiriques et moins précis. Le retracker que j'ai utilisé dans mes travaux et le seul que je présenterai dans ce mémoire est l'algorithme appelé *Ice-1* ou Offset Centre Of Gravity (OCOG) (WINGHAM *et al.*, 1986; BAMBER, 1994), disponible dans les produits altimétriques délivrés par la NASA, le CNES et l'ESA. Il calcule un rectangle qui a le même centre de gravité que la forme d'onde (figure 2.8). Pour cet algorithme,  $g_s$  est le premier point dont la puissance dépasse un certain pourcentage ( $\varepsilon$ ) de l'amplitude (A) du rectangle (ce seuil est fixé à 30% de l'amplitude pour les altimètres Poseidon). L'avantage de cet algorithme est sa simplicité, il ne nécessite pas de grosses ressources de calcul et sa robustesse vis-à-vis des différents bruits qui perturbent la mesure. D'abord conçu pour mesurer l'élévation des glaces, il a été montré (voir par exemple FRAPPART *et al.*, 2006) qu'Ice-1 permet d'obtenir de bons résultats, comparé à d'autres retrackers, sur les eaux continentales. Les cotes d'eau ainsi estimées peuvent avoir des précisions assez variables (de la dizaine de centimètres jusqu'au mètre) en fonction de la scène et de la configuration d'observation. Cependant, comme il s'agit d'un retracker géométrique, il ne détectera que le premier pic qui dépasse le seuil imposé. Or si la scène contient plusieurs plans d'eau ou d'autres cibles très réfléchissantes, il n'y a aucune garantie que ce premier pic corresponde au plan d'eau que l'on souhaite observer.

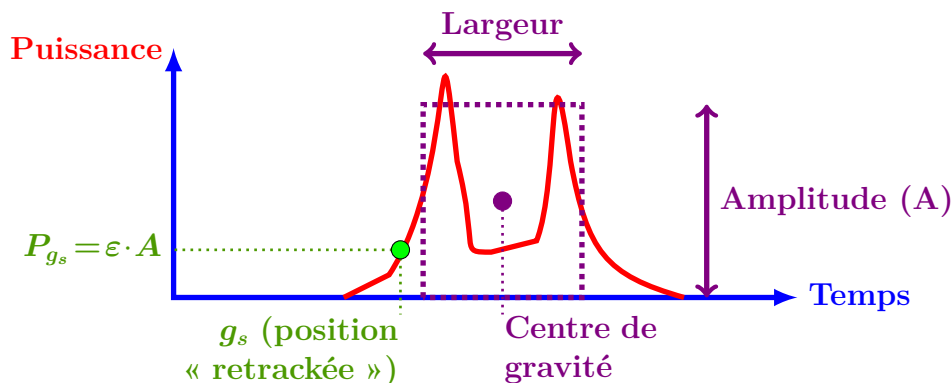


Figure 2.8 – Principe du traitement d'une forme d'onde avec l'algorithme Ice-1 défini par WINGHAM *et al.* (1986) (image inspirée de BAMBER, 1994)

## 2.2.4 Création de séries temporelles altimétriques et limitations

La section précédente a permis d’aborder la complexité des mesures altimétriques sur continent. De manière générale, j’ai utilisé directement les données retrackées avec Ice-1 disponibles dans les produits mis à disposition par les agences spatiales et qui se trouvent dans la base de données du CTOH. Même si grâce à ces produits une très grande partie du travail a été fait, l’obtention d’une série temporelle de cote d’eau nécessite encore un travail de sélection par l’utilisateur final (les étapes précédentes ayant été faites par l’instrument, l’agence spatiale opératrice de la mission ou par le CTOH). Il consiste à ne sélectionner (manuellement) que les points le long de la trace qui sont susceptibles d’avoir observé la zone d’eau. À cette étape, il n’y a plus qu’une valeur retrackée à chaque temps d’acquisition, au lieu de toute une forme d’onde. Le tableau 2.1 (ligne « Échantillonnage le long de la trace ») donne, pour chaque mission, la distance au sol parcourue par le satellite entre deux acquisitions de forme d’onde. Le travail de sélection se fait en ne considérant que les points d’acquisition qui se trouvent dans un polygone défini par l’utilisateur final, typiquement de quelques  $km^2$  à plusieurs dizaines de  $km^2$ , centré sur l’intersection entre la trace théorique de la mission et le corps en eau, c’est ce qu’on appelle la SV (par exemple, sur la figure 2.4 les SV sont symbolisées par les points rouges et magentas sur les traces). Certaines mesures « retrackées » qui se trouvent dans ce polygone doivent être éliminées, le plus souvent manuellement, soit parce que la porte distance sélectionnée par le retracker semble ne pas observer d’eau (la puissance rétrodiffusée vers le satellite est très faible) ou bien que la cote d’eau fournie est aberrante au vu des autres points de la série temporelle de cote d’eau ou de la connaissance a priori que l’on a de la dynamique de la zone observée (par exemple, une faible cote d’eau en période d’inondation). Pour une date d’observation, la valeur médiane (plus robuste que la moyenne aux valeurs extrêmes) de toutes les mesures « retrackées » pour cette date et qui ont été conservées dans le polygone est utilisée comme valeur de cote d’eau pour cette date. L’outil que j’ai utilisé pour faire ce travail est le logiciel Multi-mission Altimetry Processing Software (MAPS) disponible auprès du CTOH ([http://ctoh.legos.obs-mip.fr/applications/land\\_surfaces/software/maps](http://ctoh.legos.obs-mip.fr/applications/land_surfaces/software/maps)) et développé par Frédéric FRAPPART et Vincent MARRIEU (FRAPPART *et al.*, 2015a).

Près d’une centaine de séries temporelles ont ainsi été créées, soit par des stagiaires que j’ai co-encadrés, soit que j’ai faites moi-même. Les séries temporelles de cotes d’eau que l’on a considéré de bonne qualité ont été ou seront très prochainement ajoutées à la base de données globale de cotes d’eau altimétrique *Hydroweb* (<http://hydroweb.theia-land.fr>), initiée au LEGOS sous la responsabilité de Jean-François CRÉTAUX et Stéphane CALMANT. Cette base de données et celles développées par d’autres groupes, ainsi que toutes les études publiées sur l’apport de l’altimétrie pour l’étude des eaux continentales à surface libre montrent l’intérêt et le bénéfice de ces mesures par télédétection, en complément des données in situ.

Cependant, l'une des limitations de cette méthode est l'utilisation de données déjà retracées avec Ice-1. Cela a notamment été montré sur une SV Jason-2/3 sur le bas Mékong, dans le cadre du stage de fin d'école d'ingénieur de Roïya SOUISSI que j'ai co-encadré avec Denis BLUMSTEIN en 2018. Si, pour cette SV, les hautes eaux sont correctement observées avec Ice-1, les cotes pour les basses eaux sont, quant à elles, supérieures de plusieurs mètres aux mesures in situ. Ceci est lié à la complexité de la scène observée. À cet endroit le fleuve a une largeur d'environ 750 m, mais est entouré de gros lacs et de plaines d'inondations. Aux basses eaux, le tracker Ice-1 « accroche » le premier pic, qui correspond à un lac à proximité du fleuve, mais situé quelques mètres au-dessus. Nous avons pu recalculer une série temporelle Jason-2/3 de cote d'eau du fleuve correcte pour cette SV en analysant plusieurs formes d'onde consécutives et en se focalisant sur le pic correspondant au fleuve. Ce type de cas peut se produire lorsque la scène observée est complexe, avec de nombreux corps en eau proche du fleuve, mais qui ont des dynamiques temporelles et des cotes assez différentes.

### 2.2.5 Limitations du mode de poursuite autonome

Même si les trackers disponibles actuellement ne sont pas forcément adaptés pour toutes les SV, comme les formes d'onde sont téléchargées au sol, elles peuvent être re-traitées ultérieurement si besoin (par exemple lorsque l'on a des informations auxiliaires sur la scène observée, ou si de nouveaux trackers plus adaptés deviennent disponibles). Par contre, dans certaines configurations d'observation, les altimètres peuvent avoir tendance à positionner leur fenêtre d'écoute sur des reliefs environnants et pas sur le corps en eau d'intérêt qui se trouve plus bas, dans la vallée. Les formes d'onde ainsi obtenues ne contiennent donc aucune observation de ces zones d'eau. Ceci est dû au fait que les altimètres ont été initialement conçus pour observer les océans, pas les surfaces continentales.

Un exemple d'une telle situation est présenté sur la figure 2.9. Il s'agit des mesures effectuées par l'Altimeter in Ka-Band (AltiKa) à bord du Satellite with ARGOS and ALTIKA (SARAL) pendant son deuxième cycle (le 15 Mai 2013) sur la Garonne au niveau de la SV ENV-773 (voir figure 2.4 pour sa localisation). La figure 2.9a montre les points de mesure (losanges gris, points oranges et point rouge) le long de la trace du satellite, pour lesquels une puissance retour a pu être détectée par l'instrument. Or au-dessus de la Garonne, il n'y a aucune mesure, le satellite a « décroché ». La figure 2.9b, quant à elle, montre les cotes d'eau AltiKa (courbe en tireté magenta) associées aux points de mesure sur la figure 2.9a. Sur cette figure a aussi été tracé les élévations (courbe verte) du MNT à 25 m de résolution spatiale de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN). On voit clairement sur cette figure que la Garonne est située dans une vallée d'environ 5 km de large, entourée de reliefs situés plus de 60 m plus haut. Pour comprendre les causes de ce décrochage et l'absence de mesures sur la Garonne, il faut se

souvenir que la tache au sol de l’altimètre couvre plusieurs dizaine de  $km^2$ . Sur la figure 2.9a, j’ai représenté au niveau du point de mesure le plus proche du fleuve (point rouge) un disque (en dégradé rouge/jaune) d’un rayon de 4 km, pour matérialiser la tache au sol du lobe à 3 dB de l’antenne d’AltiKa (STEUNOU *et al.*, 2015). L’altimètre est sur une trace ascendante, c’est-à-dire qu’il se déplace du sud vers le nord sur la trace 773. Il survole donc d’abord le relief environnant, avant d’atteindre la vallée. Tant que la boucle de poursuite autonome (cf. section 2.2.3) reçoit suffisamment d’énergie, c’est-à-dire au-dessus d’un certain seuil fixé, elle ne modifie pas la position de la fenêtre d’écoute. Ce seuil est relativement bas, car à cause des vagues dues au vent (ondes capillaires), les océans peuvent renvoyer beaucoup moins d’énergie vers le satellite. Or comme la tache au sol est relativement importante, même après avoir commencé à survoler la vallée, une partie de la tache au sol couvre toujours les reliefs environnants (cf. le disque sur la figure 2.9a) qui renvoient un peu d’énergie, suffisamment pour être au-dessus du seuil imposé. Puis au fur et à mesure que le satellite continue à avancer, il observe de moins en moins de relief et le niveau d’énergie reçu baisse jusqu’à passer sous le seuil : l’instrument « décroche ». Dans ce cas, il passe en mode recherche et scanne une fenêtre (de  $\pm 15$  km pour les Jason) centrée sur le géoïde, en commençant par les altitudes les plus proches du satellite (DESJONQUÈRES *et al.*, 2010), ce qui là aussi favorise un accrochage sur le haut des reliefs, plutôt que sur la vallée. Pendant cette étape de recherche, il n’y a pas de mesures enregistrées par l’altimètre, comme on peut l’observer sur la figure 2.9a.

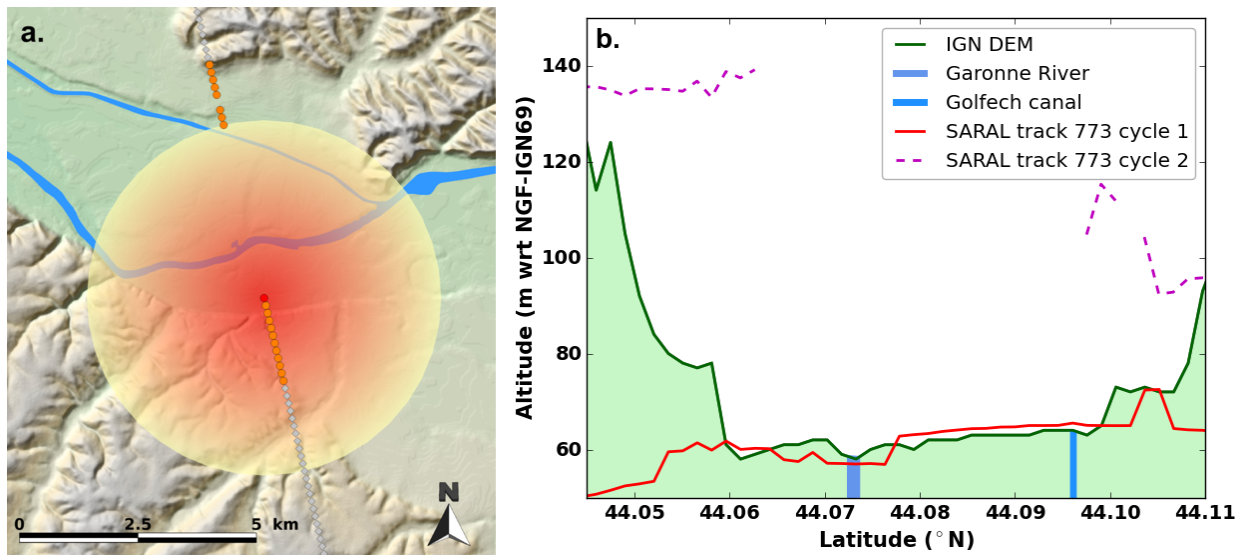


Figure 2.9 – (a.) Points de mesure (points oranges, point rouge et losanges gris) AltiKa le long de la trace SARAL n° 773 lors du cycle 2 (15 Mai 2013) sur la Garonne au niveau de la SV ENV-773 (voir figure 2.4) et cercle de rayon 4 km centré sur le point de mesure le plus proche de la Garonne (point rouge). (b.) Comparaison entre le MNT de l’IGN (en vert), les cotes AltiKa retrackées avec Ice-1 pour le cycle 2 aux positions des points oranges du panneau (a.) (ligne en tireté magenta) et mesures AltiKa pour le cycle 1 (le 10 Avril 2013 ; courbe rouge). L’image du panneau (b.) provient de BIANCAMARIA *et al.* (2017)



Ainsi, en mode de poursuite autonome, le comportement de l'altimètre dépend de nombreux facteurs, notamment : de la réflectivité du sol, de la taille de la fenêtre d'écoute, des formes d'ondes précédemment mesurées, du seuil sur le signal reçus, de la configuration d'observation et de la topographie du terrain. Il n'est donc pas possible de contrôler la partie de la scène qui sera observée par l'altimètre et de garantir que l'énergie retrodiffusée par la zone d'eau d'intérêt sera enregistrée à bord en poursuite autonome.

## 2.2.6 Le mode de poursuite en boucle ouverte/mode MNT

Pour pallier ce problème un mode de poursuite alternatif, appelé mode « boucle ouverte » ou mode « MNT », a été développé par le CNES. Dans ce mode, plutôt que de laisser l'altimètre déterminer la position de la fenêtre d'écoute, celle-ci est imposée le long de la trace ( $R_{DEM}$  sur la figure 2.10).  $R_{DEM}$  est calculé à partir d'informations préalablement enregistrées à bord du satellite (il s'agit notamment de l'altitude et de la position des cibles que l'on cherche à observer). Pour calculer les données à charger sur le satellite, il faut disposer d'un masque d'eau (ou de la position des cibles que l'on veut observer) et de la cote moyenne à  $\pm 10$  m sur laquelle on veut positionner la fenêtre d'écoute.

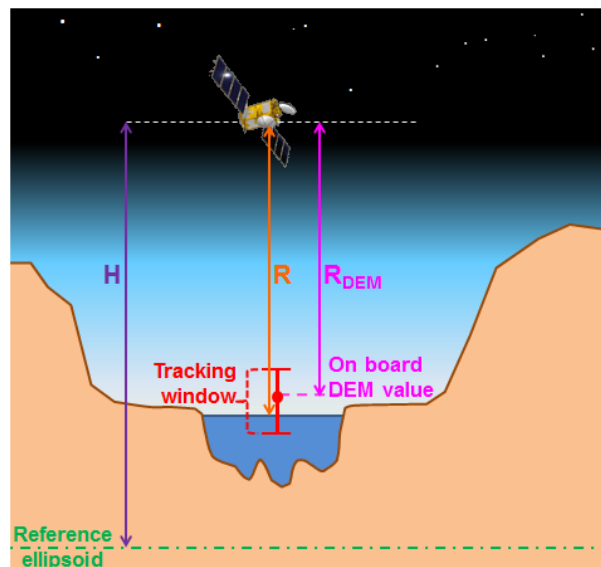


Figure 2.10 – Principe du mode de poursuite en « boucle ouverte » ou mode « MNT »

Bien que ce mode de poursuite était déjà disponible sur Jason-2, il n'a été que peu utilisé sur ce satellite (le mode MNT n'a été activé que pour 6 cycles de Jason-2, depuis 2008). Une seule étude (C. BIRKETT & BECKLEY, 2010) a été publiée avant 2017 sur la validation de ce mode de poursuite pour Jason-2. Pour 28 lacs ou réservoirs répartis à différentes latitudes et de diverses tailles, ils ont constatés que le mode MNT observait moins de cibles que le mode de poursuite autonome. Ils n'ont pas investigué les causes de cette contre-performance, mais ont supposé que cela devait être dû à des données

ou à une résolution inadéquate du MNT utilisé. Ce mode MNT est aussi disponible sur AltiKa, mais seul le premier cycle a été acquis avec ce mode, puis le mode autonome a été utilisé par la suite. Sur la Garonne, dans BIANCAMARIA *et al.* (2017), nous avons étudié plus en détail l'apport du mode MNT. Pour le cas de la SV SARAL représentée sur la figure 2.9b, les mesures du premier cycle correspondent à la courbe rouge qui suit bien la vallée de la Garonne et permet de mesurer la cote d'eau du fleuve, contrairement au cycle 2 et au suivants qui sont en mode de poursuite autonome. Par contre, pour une autre SV sur la Garonne (sur la trace 646, voir figure 2.4), la valeur à bord utilisée par le mode MNT place la fenêtre d'écoute au niveau des reliefs environnants et manque donc le fleuve. Après analyse avec les collègues du CNES, il s'est avéré que le problème était lié au masque d'eau utilisé par le CNES, qui était mal géolocalisé par rapport au MNT utilisé pour calculer les valeurs chargées à bord du satellite. Ainsi, pour ce mode de poursuite, la qualité du MNT est importante, mais comme la précision verticale requise n'est pas si drastique ( $\pm 10$  m), elle devrait pouvoir être obtenue pour un grand nombre de cible grâce à des MNT locaux, régionaux, voire globaux. Mais il est aussi très important de disposer d'un masque d'eau et/ou de la position (horizontale) des zones d'eau relativement précis et cohérent avec le MNT utilisé. Un tel masque d'eau n'était pas disponible globalement en 2008 lors du lancement de Jason-2 et lors de la définition des tables bord d'AltiKa. Cependant, depuis, plusieurs bases de données globales/régionales ont été développées et peuvent être utilisées pour définir des MNT bord bien plus précis. Au vu de cette première analyse, les avantages de ce mode de poursuite pour palier les problèmes observés avec le mode autonome semblent évidents. Cependant, il faut redéfinir les valeurs chargées à bord pour éviter les problèmes observés par C. BIRKETT & BECKLEY (2010).

Jason-3 (lancé le 17 Janvier 2016) est doté, lui aussi, du mode MNT. Mais l'activation de ce mode se fait avec plus de souplesse que sur les missions précédentes (l'alternance entre les deux modes de poursuite peut se faire rapidement et sur des petits tronçons d'orbite). De plus, les mises à jour des tables bord sont plus faciles à réaliser. La phase de calibration/validation (qui a eu lieu jusqu'en octobre 2016) a donc été l'opportunité de tester les performances du mode MNT avec des valeurs chargées à bord plus précises. Nous nous sommes limité à la France métropolitaine, étant donné la qualité des données disponibles pour calculer les tables bord, que ce soit les MNT à 25 m (précision verticale  $< 10$  m) et le masque d'eau de la BD Carthage, disponibles auprès de l'IGN. De plus, pour la validation, un nombre important de stations de jaugeage avec des mesures continues de cotes d'eau sont disponibles auprès de la Banque Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr>) maintenue par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) ou directement auprès des Directions Régionales de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL). Nous, principalement Denis BLUMSTEIN et moi-même, avons pu calculer l'altitude pour centrer la fenêtre d'écoute pour toutes les SV Jason-3 sur les rivières de plus de 50 m de large d'après la BD Carthage (86 SV au total). Ces valeurs ont ensuite été formatées et chargées à bord le 2 Mai 2016 par

nos collègues du CNES (François BOY et Jean-Damien DESJONQUÈRES). Pendant la période de calibration/validation de Jason-3 (de Février à début Octobre 2016), les satellites Jason-2 et Jason-3 étaient sur la même orbite, se suivant à 80 secondes d'intervalle. Jason-2 est resté en mode de poursuite autonome pendant toute cette période, tandis que Jason-3 était en mode autonome jusqu'à fin Mai, puis est passé en mode MNT. La comparaison des mesures acquises par Jason-2 et Jason-3 a été notamment faite dans le cadre du stage de fin d'école d'ingénieur de Thomas SCHAEDELE. Les détails de cette étude ont été publiés dans BIANCAMARIA *et al.* (2018), mais, pour résumer, elle a permis de montrer que :

- Jason-2/3 fournissent des cotes d'eau avec une Erreur Quadratique Moyenne (EQM) entre 20 et 30 cm sur les rivières de 100 m de large et plus,
- dans certains cas, Jason-2/3 ont pu fournir des cotes d'eau avec 30 cm d'erreur quadratique moyenne pour des rivières de 35 m de large,
- Jason-2/3 en mode de poursuite autonome ont des précisions verticales similaires,
- Jason-3 en mode autonome a plus tendance à rester bloqué sur les hauts reliefs que Jason-2 (ceci provient d'une modification post-lancement des paramètres de l'algorithme de poursuite autonome de Jason-2, ce qui a conduit à une légère dégradation de la sensibilité de l'instrument et, bien que non-anticipé, cela a favorisé indirectement l'observation des vallées),
- 29% des SV Jason-2 et 44% des SV Jason-3 en mode autonome n'observent que les reliefs environnants, tandis que toutes les SV Jason-3 en mode MNT observent les rivières dans les fonds de vallées.

Un exemple de résultat obtenu par cette étude est illustré sur la figure 2.11, qui montre que le mode MNT permet de résoudre le problème d'accrochage présenté à la section 2.2.5. De plus, dans la continuité de quelques études récentes (SANTOS DA SILVA *et al.*, 2010 ; SULISTIOADI *et al.*, 2015 ; FRAPPART *et al.*, 2015b), nous avons pu montrer que, dans certains cas, il est possible d'observer avec l'altimétrie des cibles relativement petites (largeur  $\sim 35$  m). Au vu de ces très bons résultats, le CNES a décidé d'étendre l'utilisation du mode MNT sur Jason-3. Le LEGOS y a très fortement contribué, principalement via Denis BLUMSTEIN et Fabien BLAREL du CTOH en collaboration avec Stéphane CALMANT et, dans une moindre mesure, moi. Ce travail s'est fait en lien étroit avec le CNES (Sophie LE GAC, François BOY et Nicolas PICOT) et a permis de définir 4300 SV cibles pour ce mode de poursuite (BLUMSTEIN *et al.*, 2017 ; LE GAC *et al.*, 2017). Puis, grâce à ce travail, le CNES a convaincu l'ESA d'étendre l'utilisation du mode MNT pour les altimètres à bord des satellites Sentinel-3A/B. Ainsi, Denis et Léa LASSON ont donc défini plus de 65 000 SV cibles au total pour l'ensemble des deux MNT bord (BLUMSTEIN *et al.*, 2018), avec la collaboration de Fabien BLAREL, de Stéphane CALMANT et moi pour certaines rivières et de Jean-François CRÉTAUX et Muriel BERGE-NGUYEN pour un certain nombre de lacs. Outre la très lourde tâche de définition des données pour

les tables bord, Denis et Léa ont aussi dû réaliser un gros effort de validation. Enfin, on peut noter que le CNES, avec le support de Noveltis, a mis en place un site internet (<https://www.altimetry-hydro.eu>) permettant à toute personne de proposer des cibles (position + élévation) à ajouter aux MNT bord des Sentinel-3.

Pour résumer, cette section 2.2 sur l'altimétrie nadir a permis de montrer certains aspects du traitement des mesures d'altimétrie nadir radar, leurs limitations et des solutions qui ont pu être mises en place en collaboration avec le CTOH et le CNES. Bien que technique, ce travail est nécessaire pour pouvoir aborder les questions scientifiques soulevées par mon projet de recherche. D'autre part, il bénéficie plus largement à la communauté scientifique en général, via ma (modeste) contribution à la base de données Hydroweb et à la mise en exergue de l'apport du mode MNT pour les fleuves français, ce qui devrait permettre de multiplier le nombre de SV exploitables dans le futur au vu du travail de Denis et Léa (qui ont défini le MNT bord pour plus de 60 000 SV au total sur Sentinel-3A/B!).

### 2.2.7 Quelques mots sur l'altimétrie lidar

La section précédente s'est longuement attardée sur l'utilisation de l'altimétrie nadir radar pour l'obtention de cote d'eau sur les continents. Cependant, l'altimétrie spatiale ne se limite pas à ce seul type d'instrument. Pour être exhaustif, il est important de mentionner l'altimétrie par light detection and ranging (lidar). L'instrument lidar envoie un faisceau de lumière à sa verticale et, comme pour l'altimètre radar, c'est le calcul du temps aller/retour qui fournira la distance entre le satellite et la surface au sol. Puis, via la connaissance précise de l'orbite, la cote du sol pourra en être déduite. Bien que très utilisé au sol ou embarqué sur avion, notamment pour faire des relevés topographiques, ce type d'instrument est moins couramment embarqué à bord de missions satellitaires scientifiques. À ma connaissance, seuls Ice, Cloud, and land Elevation Satellite (ICESat) de la NASA, lancé le 13 janvier 2003 et dont la mission s'est achevée en Février 2010 et désormais ICESat-2, lancé le 12 Septembre 2018, fournissent des données lidar satellitaires en libre accès à la communauté scientifique.

Le Geoscience Laser Altimeter System (GLAS), la charge utile principale d'ICESat, émet des impulsions dans deux fréquences distinctes : l'infra-rouge et le vert. Les taches au sol de l'instrument sont de l'ordre de 70 m de diamètre (à comparer à la dizaine de kilomètres pour les altimètres radar) et sont émis tous les 170m le long de trace. À partir de Septembre 2004, le satellite ICESat a été placé sur son orbite nominale, qui a une répétitivité de 91 jours. L'objectif scientifique de la mission était d'observer les calottes polaires, les glaces de mer et les glaciers, ainsi que de fournir des informations sur les propriétés de certains nuages. Mais il a aussi mesuré la topographie des continents (dont

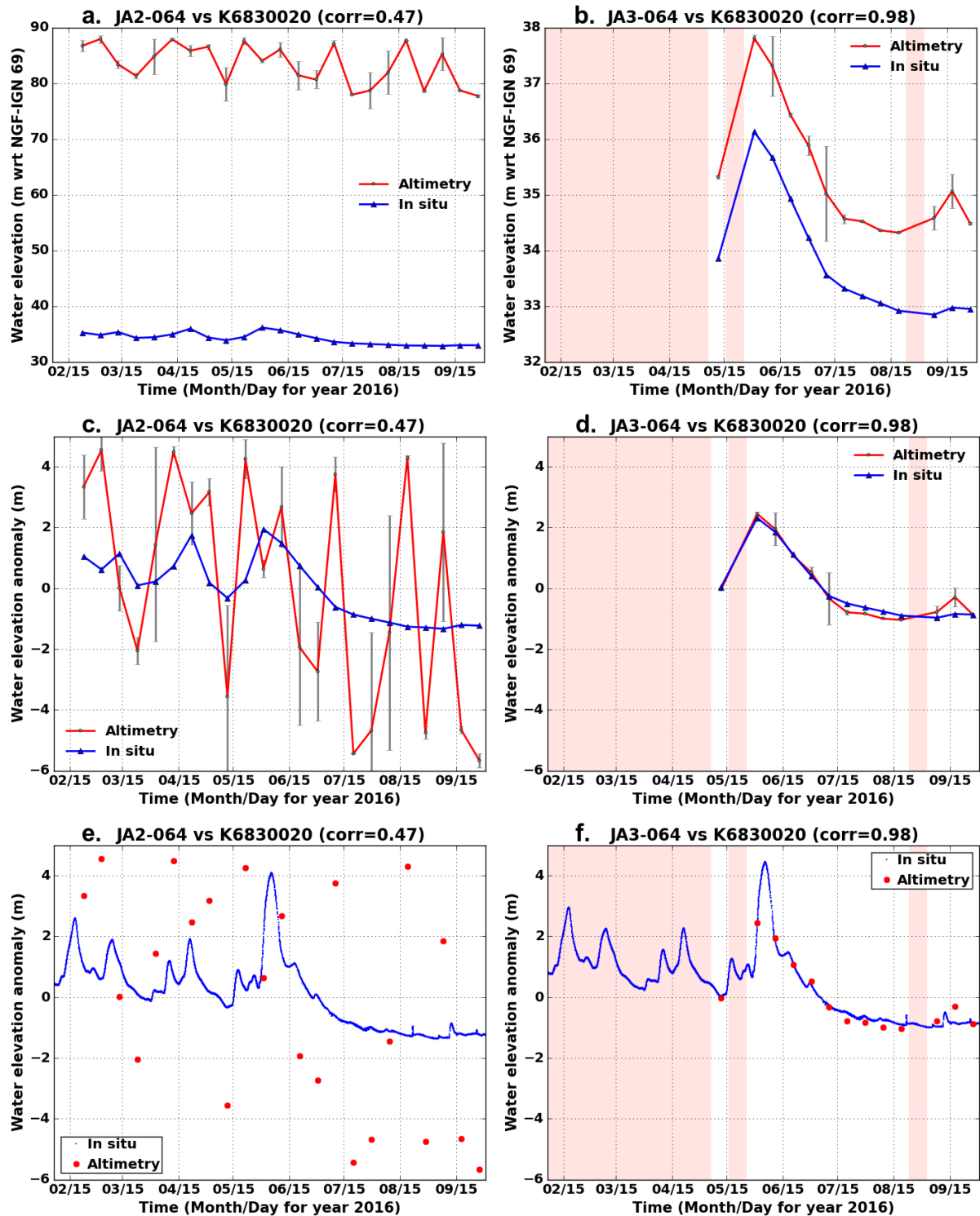


Figure 2.11 – Comparaison à Saint-Michel-sur-Loire entre les mesures altimétriques (points rouges) Jason-2 (panneaux a., c. et e.) ou Jason-3 (panneaux b., d. et f.) et in situ (lignes bleues), pour les cotes d'eau (panneaux a. et b.) et les anomalies de cotes d'eau (panneaux c. et d.) aux dates d'observations Jason-2/3, ainsi que les anomalies de cotes d'eau avec toutes les mesures in situ disponibles sur la période (panneaux e. et f.). Les régions rosées sur les panneaux (b.), (d.) et (f.) sont les cycles où Jason-3 était en mode de poursuite autonome. Cette image est extraite de BIANCAMARIA *et al.* (2018)

les cotes d'eau) le long de la trace. Malheureusement, après moins de 2 mois de mesures en continu, à cause de la défaillance d'une des diodes laser de l'instrument GLAS, celui-ci n'a plus été activé que durant un mois tous les trois mois, puis tous les 6 mois, afin de garantir sa durée de vie.

Étant donné la répétitivité de son orbite et les problèmes techniques qu'a connus la mission ICESat, je n'ai pas pu utiliser cette mission pour faire des séries temporelles. De plus, si les ondes radar traversent les nuages, ce n'est pas le cas pour les faisceaux lumineux du lidar. L'instrument fournit donc une mesure du haut des nuages (ce qui est l'un des objectifs scientifiques de la mission ICESat). Ceci est très limitant pour les zones à forte couverture nuageuse, comme en période de mousson pour les bassins tropicaux.

Cependant, par comparaison avec des mesures in situ et des MNT locaux précis, j'ai pu constater (comme nombre d'articles publiés par différentes équipes) que les mesures GLAS sont relativement précises (de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres). C'est pourquoi, j'ai été amené à utiliser les données ICESat pour évaluer la précision de certains MNT, comme sur la figure 2.12 pour le cas de la plaine d'inondation du fleuve sibérien Ob, ou bien pour valider des volumes d'eau, comme pour le cas du lac Cambodgien Tonle Sap (cf. section 4.2).

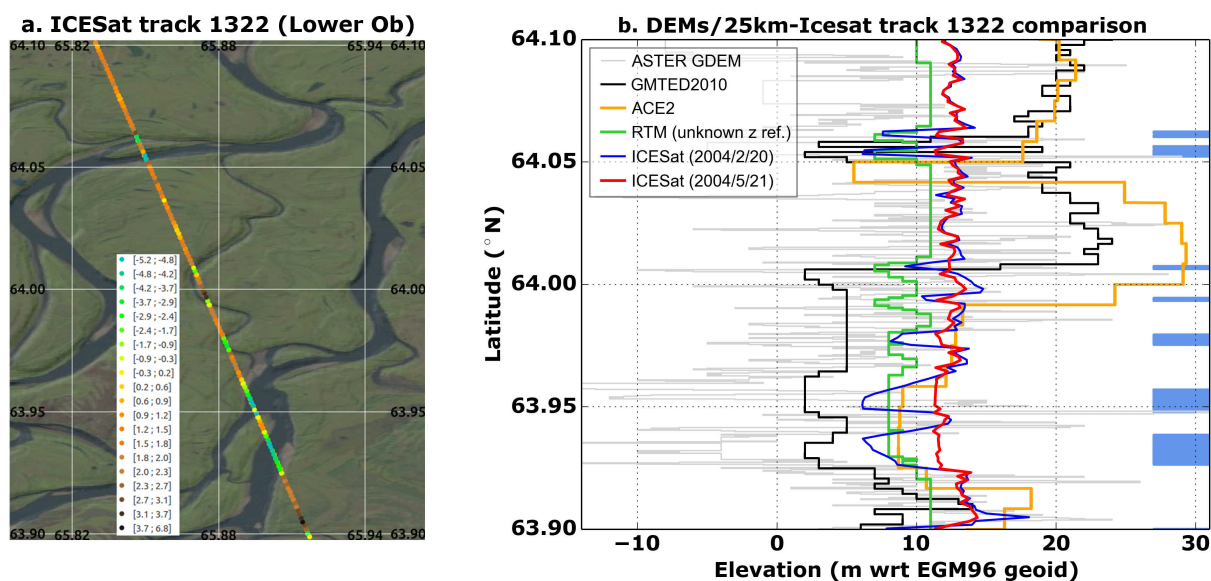


Figure 2.12 – (a.) Élevations mesurées le 20 Février 2004 par ICESat/GLAS (en mètres au-dessus du géoïde EGM96) le long de la trace 1322, sur une partie de la vallée du bas Ob en Sibérie (l'arrière plan correspondant à une image Landsat prise le 17 Septembre 2010). (b.) Comparaison entre des MNT globaux disponibles sur la région et les mesures ICESat/GLAS prises le 20 Février 2004 (basses eaux; courbe bleue) et le 21 Mai 2004 (hautes eaux; courbe rouge), le long de la trace ICESat visible sur la figure (a.), les rectangles bleus correspondent aux zones d'eau sur l'image Landsat de la figure (a.)

Dans la suite de ce mémoire, je ne mentionnerai que très peu ICESat, que j'ai bien moins utilisé que l'altimétrie nadir radar. Mais dans les années à venir, les données ICESat-2 devraient permettre de fournir beaucoup plus d'observations pour les eaux à

surface libre et je compte utiliser ces données plus fréquemment (malgré les 91 jours de répétitivité de l'orbite).

## 2.3 L'approche multi-capteurs/multi-missions

Comme indiqué en introduction (chapitre 1) et dans les sections précédentes, pour étudier la dynamique des eaux de surface et les causes de leurs variations, une seule mission satellitaire et un seul type d'instrument n'est pas suffisant. Il est nécessaire d'utiliser le maximum de données disponibles depuis les deux dernières décennies pour espérer avoir une vision la plus détaillée possible du cycle continental de l'eau. L'objectif de cette section est de présenter les autres données/produits satellitaires que j'ai été amené à utiliser dans mon projet de recherche et dont l'utilisation est présentée dans les chapitres suivants.

### 2.3.1 Les masques d'eau par télédétection

L'obtention de masques d'eau est cruciale pour calculer les variations de volume d'eau. Plusieurs instruments embarqués sur des missions satellitaires permettent de calculer des masques d'eau à des résolutions spatiales plus ou moins fines. Les tableaux 2.2 et 2.3 présentent les principaux imageurs dans le visible/infra-rouge et les imageurs radars, respectivement, disponibles en 2017 pour calculer ces masques.

Dans mon projet de recherche, j'ai surtout utilisé des données d'imageurs visible/infra-rouge de haute (ceux à bord des Landsat et Sentinel-2) ou moyenne (MODIS) résolution spatiale, pour en déduire des masques d'eau à partir de méthodologie simple (comme celle développée par XU, 2006). Mais j'ai aussi utilisé des jeux de données calculés par d'autres équipes ou groupes, notamment Frédéric FRAPPART du CTOH et ses collègues (qui utilisent, entre autre, une méthodologie dérivée de SAKAMOTO *et al.*, 2007). Depuis quelques années, se sont aussi développées des bases de données globales de masque d'eau, basées sur Landsat et pour le moment statiques ou avec quelques statistiques temporelles (PEKEL *et al.*, 2016 ; ALLEN & PAVELSKY, 2018). Ces bases de données m'ont été particulièrement utiles comme données a priori en l'absence d'autres sources d'information. Le problème majeur des imageurs dans le visible/infra-rouge est la perte de données liée à la présence de nuages et à leurs ombres ou bien lorsqu'il y a de l'eau sous une épaisse végétation, ce qui, là aussi, peut s'avérer très problématique en période de mousson. Les images radars et les radiomètres (cf tableau 2.3) peuvent apporter des informations complémentaires, mais les images radars sont bien plus difficiles à traiter que les images optiques et je ne les ai pas encore vraiment utilisées pour le moment.



Mission satellite	Bandes spectr.	Fauchée (km)	$\Delta x$ (m)	$\Delta t$ (jours)	Mise à dispo.
Aqua/Terra (MODIS)	36	2330 (glob.)	250-500	1	2h - quelques (qq) j
Sentinel-3A/B (OLCI)	21	2170 (glob.)	300-1000	2 (1 sat.)	qq h
Proba-V	4	2250 (glob.)	100	1	qq h/j
Sentinel-2A/B	13	270 (glob.)	10-20	1 (1 sat.)	qq h
Programme Landsat	4 à 9	180 (glob.)	15-30	16 (bien moins en archive)	<1j
SPOT-6/-7 (payant, accord possible)	4	Mosaïque 60*60	1.5	possible 1	qq h
Constel. Rapid Eyes (payant)	5	77	6.5	Sur demande (+ archive)	qq h
Capteurs agiles THR : Pleiades 1A/1B + Wv, QB, GeoEye + Kompsat... (payant)	4 + images stéréo (Pleiades)	Mosaïque 20*20 unités	>1 (payant)	Sur demande	Sur demande

Tableau 2.2 – Tableau (non exhaustif) d’imageurs dans le visible ou l’infra-rouge couramment utilisés en 2017 pour calculer des masques d’eau, ainsi que leurs résolutions spatio-temporelles et les temps de latence de mise à disposition de leurs produits (les lignes en rouge indiquent les produits qui ne sont pas mis à disposition gratuitement). Ce tableau a été réalisé en collaboration avec Hervé YÉSOU du Sertit.

### 2.3.2 Le stock d’eau total par gravimétrie satellitaire

Pour étudier les variations d’eau stockée dans un bassin versant, il est important d’observer les eaux à surface libre, mais il faut aussi, bien évidemment, observer l’eau dans les zones saturées et non-saturées du sol. À l’heure actuelle, aucune mesure satellitaire ne permet d’y avoir accès directement. Cependant, grâce à la mesure du champ de gravité terrestre effectué par la mission Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) (2002-2017), de la NASA et du Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), il est possible d’avoir une estimation de la variation de masse d’eau totale intégrée verticalement (somme des eaux de surface, de la neige et de l’eau dans le sol) à des résolutions spatiales de l’ordre de  $\sim 300$  km. Ces données complètent les informations fournies par les altimètres



Mission satellite	Instrument	$\Delta x$	$\Delta t$	Mise à dispo.
Sentinel-1A/B	SAR	20 m (glob.)	3-12j	qq h
Radarsat-2 (payant, accord possible)	SAR	3-30 m	Sur demande	qq h
TerraSAR-X, Tandem-X, CosmoSkymed (payant, accord possible)	SAR	0.5-40 m	1-2j (sur demande)	Sur demande (ou archive)
Produit multimat (GIEMS, ...)	Radiomètres	25 km (0.5 km)	Mensuel	Pas de temps réel

Tableau 2.3 – Tableau (non exhaustif) de radars et radiomètres imageurs couramment utilisés en 2017 pour calculer des masques d’eau/fractions de sol en eau, ainsi que leurs résolutions spatio-temporelles et les temps de latence de mise à disposition de leurs produits (les lignes en rouge indiquent les produits qui ne sont pas mis à disposition gratuitement). Ce tableau a été réalisé en collaboration avec Hervé YÉSOU du Sertit.

et peuvent être comparées aux sorties de modèles hydrologiques (résolutions spatiales compatibles).

Cette mission (TAPLEY *et al.*, 2004) est composée de deux satellites sur la même orbite et distants l’un de l’autre de 220 km (figure 2.13). Or cette distance est légèrement modifiée par les variations locales du champ de gravité terrestre. C’est pourquoi, la charge utile principale de cette mission, le K-band microwave ranging system (KBR), mesure en continue la distance qui sépare les satellites avec une précision de l’ordre de 10  $\mu\text{m}$ . Ces mesures sont ensuite inversées, par plusieurs centres de traitement, pour estimer le champ de gravité terrestre et ses variations temporelles, appelées « solutions GRACE ». Ces variations du champ de gravité à l’échelle mensuelle sont interprétées comme étant principalement dues aux redistributions de masses d’eau dans les enveloppes fluides superficielles de la Terre (atmosphère, océans, eaux continentales et calottes polaires). C’est ainsi que les solutions GRACE fournissent, in fine, des mesures d’anomalie (c’est-à-dire les variations par rapport à la moyenne temporelle sur une certaine période) du stock d’eau total intégré verticalement (en général sur des grilles de  $1^\circ \times 1^\circ$ , exprimé en millimètre équivalent d’eau liquide), ou Total Water Storage (TWS) Anomalies (TWSA) en anglais. La plupart des solutions sont fournies à l’échelle mensuelle, même si des solutions à plus fine résolution temporelle existent depuis quelques années (KURTENBACH *et al.*, 2012; RAMILLIEN *et al.*, 2015).

La durée vie nominale de la mission était initialement de 5 ans. Celle-ci a été large-

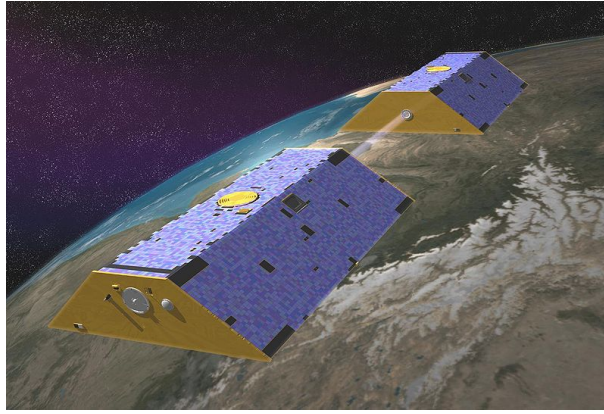


Figure 2.13 – Vue d’artiste de la mission GRACE (crédits : NASA/JPL-Caltech)

ment dépassée, puisque la mission lancée le 17 Mars 2002 a cessé son activité en Octobre 2017. Cependant, depuis 2011, à cause d’un problème de batterie, certaines mesures n’ont pu être acquises, conduisant à des trous d’observation dans la série temporelle.

De nombreuses études ont montré l’intérêt de GRACE pour observer les variations totales de masse d’eau des grands bassins fluviaux (Amazone, Congo, Gange/ Brahmapoutre,...) et leur lien avec le climat (par exemple voir *RODELL et al.*, 2018). Cependant le traitement des données GRACE est extrêmement complexe et en fonction des méthodes d’inversion utilisées et des données a priori utilisées, plusieurs solutions parfois assez différentes existent (voir par exemple *BIANCAMARIA et al.*, 2019 pour une comparaison de sept solutions globales sur le bassin de la Garonne).

La technique de mesure de la mission GRACE et la complexité de son inversion sont sources d’un certain nombre d’erreur. Notamment, l’inversion et le lissage appliqués par certains centres pour réduire le niveau de bruit ont pour conséquence de sous-estimer l’amplitude du TWSA. La troncature des harmoniques sphériques à partir d’un certain degré génère des effets de « fuite » (appelées « leakage » en anglais), c’est-à-dire que les masses d’eau peuvent être redistribuées après inversion sur des domaines spatiaux plus « étalés » que ceux qu’elles couvrent réellement (d’où le nom donné à ce type d’erreur). Les solutions mascons ont été développées pour limiter cet effet. D’autre part, une autre source importante d’erreur résulte du fait que la mission est plus sensible aux variations de masse le long de la trace du satellite que celles qui se font perpendiculairement à la trace. Ces erreurs sont atténuées en appliquant des algorithmes de « destriping », qui eux aussi ont tendance à réduire l’amplitude et la résolution spatiale du TWSA. Enfin, des données auxiliaires (modèles de rebonds postglaciaires, sorties de modèles atmosphériques,...) sont utilisées pour calculer les solutions GRACE, qui sont aussi entachées d’incertitudes. Pour plus d’informations, *WOUTERS et al.* (2014) fournit une revue assez exhaustive de la mission GRACE et sur les résultats scientifiques qui y sont associés.

### 2.3.3 Utilisation des différentes observations satellitaires

Le tableau 2.4 présente de manière synthétique les missions satellitaires (disponibles en 2016) qui permettent d'observer les principales composantes du cycle de l'eau sur les continents. Outre les données présentées dans les sections précédentes, j'ai aussi été amené à utiliser des jeux de précipitations issus de la télédétection, notamment de la mission Tropical Rainfall Measuring satellite Mission (TRMM) de la NASA et de la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). Comme j'ai surtout été utilisateur de ces données, je ne les ai pas décrites précédemment.

Variable	Mission satellite	Instrument	$\Delta x$	$\Delta t$	Mise à dispo.
Précip.	Constellation GPM, sat. géostat.	Optique, Radiomètre, Radar...	10-100 km	1h-1j	qq h - 1 mois
Fraction d'eau	GCOM-W1 (AMSR2), SMOS	Radiomètre	25 km	~1j	qq h-qq j
Surf. eau/neige	Aqua/Terra (MODIS), Landsat-7/-8, SPOT-6/-7, Sentinel-2/-3	Optique	~1-500 m	~1-15j	qq h-qq j
Surf. eau	TerraSAR-X, Tandem-X, Radarsat-2, Sentinel-1	SAR	~1-40 m	qq j	qq h
Cote eau	CryoSat-2, HY-2A, Jason-2/-3, SARAL, Sentinel-3	Alti. Radar nadirs	Ponctuel (18 km en LRM Ku)	10-35j	<1j - 1 mois
	ICESat-2	Lidar	Ponctuel (70 m)	91j	1 mois
Humidité sol (qq cm)	SMOS, SMAP	Radiomètre bande L	~40 km	~1j	<3h - qq j
Var. stock eau total	GRACE	Distance entre 2 sat.	~300 km	1 mois	qq mois

Tableau 2.4 – Tableau (non exhaustif) des variables utilisées en hydrologie continentale et des missions satellitaires disponibles en 2016 pour les observer et en accès libre, au moins pour certaines produits (tiré de BIANCAMARIA & KERR, 2017)

Comme nous avons pu le voir dans les sections précédentes et dans le tableau 2.4, les données de télédétection que j'ai été amené à utiliser ont des échelles spatiales et

temporelles très diverses (allant des images optiques journalières à 20 m de résolution aux mesures de TWSA mensuelles à 300 km de résolution, en passant par les mesures de cotes d'eau le long de la trace tous les 10 jours pour Jason-2/3). Utiliser, voire combiner l'ensemble de ces données n'est donc pas immédiat. Ceci peut passer par l'utilisation de plusieurs missions satellitaires avec le même type d'instrument pour réaliser des séries temporelles longues (par exemple de 1992 à aujourd'hui avec les altimètres nadirs, voir figure 2.3). Ou bien en combinant des masques d'eau avec des cotes d'eau altimétriques pour calculer les variations de volume d'eau de surface et les comparer aux données GRACE (voir le chapitre 4). Ces données peuvent être aussi comparées à des modèles hydrologiques pour faire une validation croisée (BIANCAMARIA *et al.*, 2019), voir même assimilées dans ces modèles (section 3.2). Quoiqu'il en soit, ces données de télédétection, bien que difficiles à combiner ensemble, permettent toutefois une observation à l'échelle de l'ensemble du bassin versant, ce qui complète et apporte un éclairage différent par rapport aux données in situ.

## 2.4 Implications sur de futures missions satellitaires

Comme je l'ai mentionné dans les sections précédentes, bien que les missions satellitaires actuelles permettent d'observer diverses composantes du cycle de l'eau, ils ont aussi un certain nombre de limitations. C'est pourquoi, je me suis fortement investi dans le développement de futures missions spatiales qui permettront d'observer encore plus finement les eaux continentales et que je présente dans les sections suivantes.

### 2.4.1 La mission SWOT

Le problème avec l'altimétrie nadir, c'est qu'elle ne permet d'observer que des cibles qui se situent sous la trace du satellite. Elle ne fournit donc que des observations ponctuelles et sur un nombre limité de zones d'eau. De plus, ce type d'instrument a été conçu pour observer la topographie des surfaces océaniques, mais n'est pas optimisé pour observer les eaux continentales. Enfin, pour calculer les stocks d'eau, il faut combiner ces mesures avec des masques d'eau qui ne sont pas mesurés au même moment.

Avoir une mission spatiale qui mesure globalement les variations de volume des eaux continentales à surface libre serait un apport extrêmement important pour mon projet de recherche. C'est l'objectif de la mission Surface Water and Ocean Topography (SWOT) (figure 2.14), développée conjointement par la NASA, le CNES, la Canadian Space Agency/Agence Spatiale Canadienne (CSA/ASC) et l'United Kingdom Space Agency (UKSA) et dont le lancement est prévu actuellement pour fin 2021, avec une durée de vie nominale de 3 ans. Il s'agit d'une mission mesurant la topographie des océans et des eaux continentales grâce à un altimètre à large fauchée. Contrairement aux altimètres

nadirs, cette mission fournira des cartes 2D des cotes d'eau, avec une précision verticale moyenne de 10 cm (en moyennant sur des superficies d'eau de  $1 \text{ km}^2$ ) et de 15% sur les masques d'eau d'au moins  $1 \text{ km}^2$  (DESAI, 2018). SWOT permettra d'observer les fleuves et rivières ayant une largeur supérieure ou égale à 100 m (voire jusqu'à 50 m) et les zones en eau (lacs, réservoirs, ...) ayant une superficie supérieure ou égale à  $250\text{m} \times 250\text{m}$ , soit  $62\,500 \text{ m}^2$ . L'instrument principal de cette mission est le radar interférométrique Ka-band Radar Interferometer (KaRIn), en bande Ka ( $\sim 35,6 \text{ GHz}$ ). Cet instrument est composé de deux antennes radars se trouvant de part et d'autre d'un mât de 10 m, qui observeront deux fauchées de 50 km de large (distantes de 20 km) de part et d'autre de la verticale du satellite (figure 2.14).

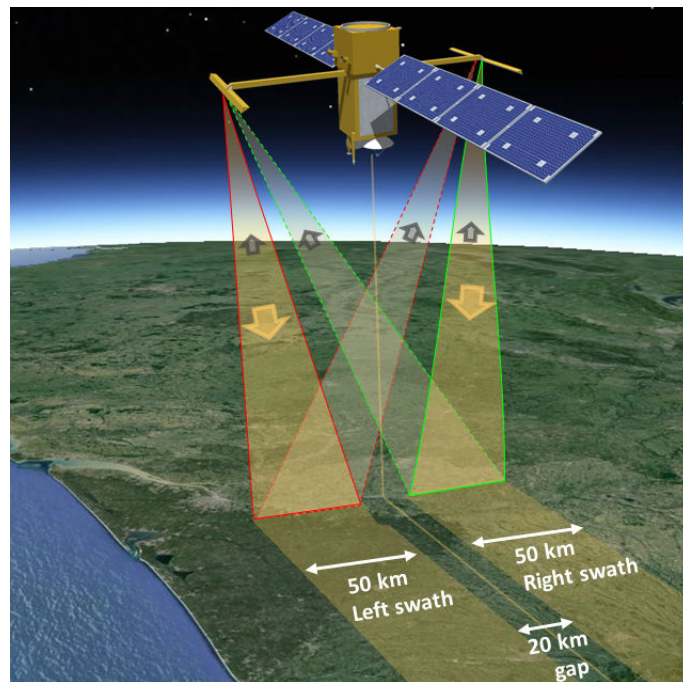


Figure 2.14 – Vue d'artiste de la mission SWOT (BIANCAMARIA *et al.*, 2016).

J'ai eu la chance de suivre le développement de la mission SWOT depuis 2006 et de m'y investir fortement. J'ai notamment pu contribuer à plusieurs études dont les objectifs étaient de quantifier l'apport de SWOT pour différentes thématiques en hydrologie continentale. Certaines ont été publiées dans des journaux de rang A (BIANCAMARIA *et al.*, 2016, 2010, 2011a; PAPA *et al.*, 2012; PEDINOTTI *et al.*, 2014; BARATELLI *et al.*, 2018; HÄFLIGER *et al.*, 2019) et d'autres sous forme de rapports remis aux équipes projet de la NASA et du CNES (BIANCAMARIA *et al.*, 2012; BIANCAMARIA & CHAO, 2013; BIANCAMARIA *et al.*, 2014b). Certaines de ces études seront d'ailleurs présentées dans les chapitres suivants. En particulier, en 2016, j'ai publié avec Dennis LETTENMAIER (UCLA) et Tamlin PAVELSKY (UNC) un article de revue sur SWOT et son apport pour l'hydrologie. Au 14 Août 2019 ce papier a été cité 81 fois et est classé comme « Highly Cited Paper » dans la base de données bibliométrique *Web of Science*.

Mais je me suis aussi investi dans une activité complémentaire et moins visible hors

de la communauté SWOT : la participation aux activités scientifiques de définition et d'accompagnement de la mission SWOT. En effet, aux premières heures de la mission, il a fallu définir ses objectifs scientifiques, puis à diverses étapes de sa conception orienter et valider des choix techniques faits par les équipes projets de la mission, aider à concevoir les futurs produits SWOT et enfin se préparer à l'arrivée de ces nouvelles mesures. Ces activités ont été menées dans plusieurs cadres. Avant 2013, un groupe informel de scientifiques, le SWOT Science Working Group (SWG), avait été réuni par les agences spatiales, auquel j'ai participé en tant qu'expert. Puis de 2013 à 2015, j'ai fait partie du Science Definition Team (SDT) de SWOT et depuis 2016 je fais partie du Science Team (ST) de SWOT.

Sur cette période, j'ai contribué, entre autre, à définir les besoins scientifiques de la mission qui sont regroupés dans le Science Requirements Document (SRD) (DESAI, 2018), j'ai participé à certains chapitres du SWOT Mission Science Document (MSD) (FU *et al.*, 2012), qui définit et justifie les objectifs scientifiques de la mission et j'ai contribué aux études pour le choix de l'orbite de la mission.

SWOT mettra à disposition des mesures à haute et basse résolution spatiale, appelées High Resolution (HR) et Low Resolution (LR), respectivement. Si les données LR seront disponibles sur toutes les zones couvertes par SWOT, les données HR, étant donnée leur volumétrie, ne pourront être téléchargées au sol que sur une partie de ces régions. Dans ce cadre, j'ai été co-animateur, avec Yi CHAO (Remote Sensing Solutions), du groupe de travail responsable de la définition de ces régions HR (zones en magenta sur la figure 2.15). Dans ces régions différents produits SWOT seront disponibles. La définition de ceux-ci est en cours de finalisation, mais on peut déjà dire qu'il y aura trois « grands » types de produits pour les utilisateurs finaux. Le premier consistera en un nuage de points, qui correspond plus ou moins aux cotes d'eau géoréférencées issues de l'inversion de l'interférogramme radar (après moyenne sur seulement quelques pixels en géométrie radar). À cette résolution, la précision verticale du nuage de points sera assez grossière. Le deuxième produit concernera les rivières et correspondra à des moyennes sur des tronçons d'environ 10 km (donc à des moyennes de l'ordre du kilomètre carré permettant de meilleures précisions) de la cote d'eau, de la largeur au miroir, de la superficie de la zone en eau et d'estimations du débit. Enfin, le troisième produit sera plus spécifique pour les lacs et réservoirs et fournira la cote d'eau moyenne, la superficie totale et la variation de volume de chaque corps en eau observé. Il faut aussi noter que du nuage de points seront dérivés deux produits grillés de cotes d'eau (avec des pixels de 100 m et de 250 m, respectivement).

Je fais aussi parti du groupe « assimilation de données » du SDT et du ST. Dans ce cadre, j'ai co-organisé avec Kostas ANDREADIS (Jet Propulsion Laboratory (JPL)) et Sophie RICCI (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS)) le colloque « Hydrologic data assimilation for the SWOT mission



meeting » les 12 et 13 Novembre 2013 à Toulouse (BIANCAMARIA *et al.*, 2014a), qui a réuni 39 scientifiques et membres de l'équipe projet SWOT.

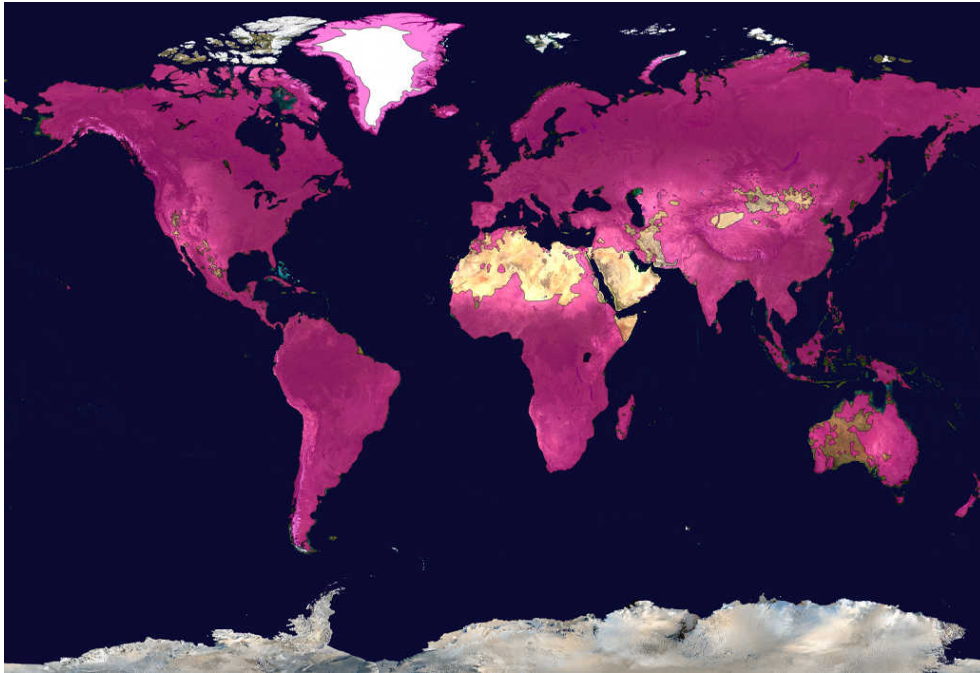


Figure 2.15 – Zones (magenta) qui seront acquises par SWOT en mode « haute résolution spatiale », définies par le groupe de travail que j'ai co-dirigé

Enfin, depuis 2014, à la demande du CNES, je suis membre du comité directeur de l'Algorithm Definition Team (ADT), en tant qu'expert hydrologue. L'ADT doit définir tous les algorithmes utilisés par les équipes projet NASA et CNES, que ce soit pour le maintien de l'orbite, le calcul des corrections ou la définition des différents produits SWOT délivrés aux utilisateurs.

Étant convaincu de l'aspect révolutionnaire de la mission SWOT, tout ce travail, même s'il n'a pas forcément débouché sur des articles dans des revues de rang A, contribue au futur de mon projet de recherche, qui s'enrichira grandement avec la mission SWOT. Mais au-delà de mon seul projet de recherche, c'est aussi une contribution pour le collectif et la vie de la recherche.

#### 2.4.2 Aller au-delà de SWOT : les constellations

SWOT va permettre une couverture quasi globale des surfaces continentales entre 78°N/S (dont seuls ~3,5% ne seront pas observés), avec entre 1 à 7 observations par cycle de répétitivité de l'orbite (soit 21 jours) pour les zones observées, comme le montre la figure 2.16. Cependant, SWOT a une durée de vie nominale requise de 3 ans (avec un objectif d'aller jusqu'à 5 ans), on peut donc anticiper une fin de vie de la mission vers 2025 ou un peu après. De plus, même si l'altimétrie à fauchée permet un échantillonnage spatial inégalé, son échantillonnage temporel reste encore assez grossier et très inégalement

réparti à la fois en latitude et au cours de son cycle de répétitivité (voir figure 2.17). De plus, le problème mentionné à la section 2.2.2 concernant l'échantillonnage spatial et temporel pour les altimètres nadirs est toujours vrai, même s'il est fortement amoindri concernant l'échantillonnage spatial. Ainsi un seul satellite ne permettra pas, a priori et avec des fauchées de 50 km, d'avoir à la fois une bonne couverture spatiale et une bonne couverture temporelle.

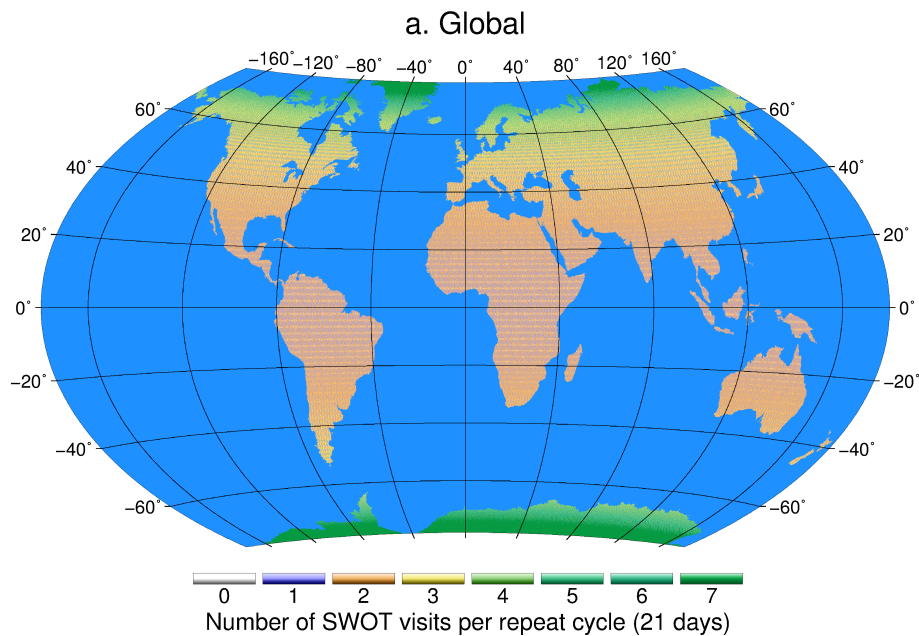


Figure 2.16 – Nombre de revisites SWOT sur une période de 21 jours (répétitivité du satellite) en global (image provenant de BIANCAMARIA *et al.*, 2016)

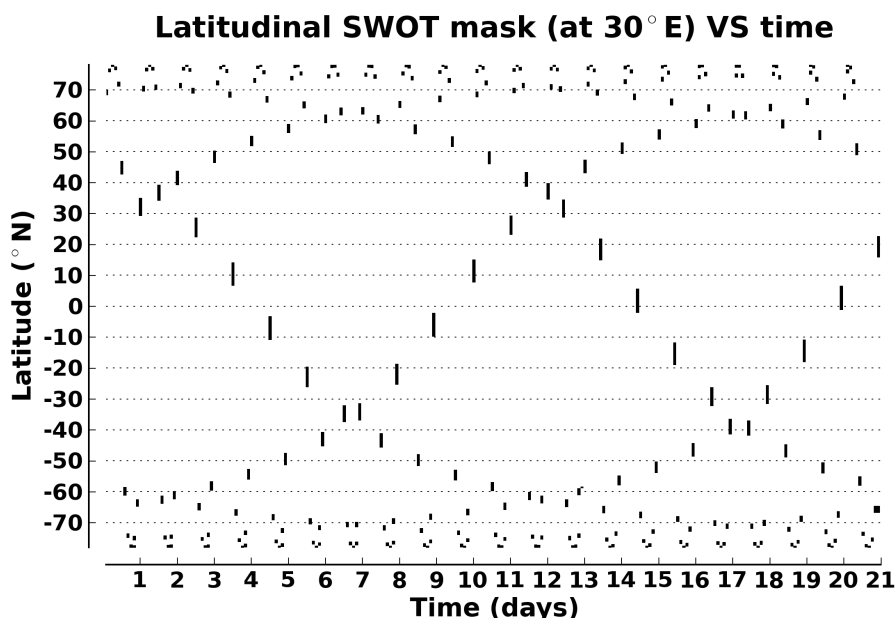


Figure 2.17 – Observations SWOT (barres noires) le long du méridien 30°E en fonction du temps (pour un cycle de répétitivité; image provenant de BIANCAMARIA *et al.*, 2016)

Pour assurer une continuité des mesures par altimétrie à fauchée, un concept est



en cours d'étude (phase A) au CNES et qui sera proposé à l'ESA dans le cadre du programme « Copernicus - New Generation », concernant un volet de la nouvelle génération des Sentinel-3 (après 2030). Ce concept, appelé Wide Swath Altimetry (WiSA), correspond à une constellation de probablement 2 altimètres à large fauchée, assez similaires à SWOT. Cependant, les spécifications de cette mission sont relâchées par rapport à SWOT, mais avec une durée de vie nominale bien plus longue, d'environ 10 ans. Je suis le Principal Investigator (PI) scientifique pour la partie hydrologie de cette potentielle mission, qui pourrait elle aussi être conjointe océan/hydrologie si l'ESA accepte la proposition du CNES d'inclure l'hydrologie continentale dans les objectifs scientifiques principaux de la mission. Vu qu'elle se base sur une petite constellation d'a priori deux altimètres à fauchée, sa couverture temporelle serait améliorée par rapport à SWOT et devrait permettre d'échantillonner des signaux qui ont des temps caractéristiques de l'ordre de 5 à 10 jours.

Cependant, il me semble crucial d'améliorer l'échantillonnage temporel des missions altimétriques, pour aller vers des mesures journalières. Ce type de mesure permettrait de mieux capter le signal hydrologique et les événements extrêmes, comme illustré sur la figure 2.18. C'est pourquoi, je me suis associé à une proposition de constellation de petits altimètres nadirs, spécifiquement dédiés à l'observation des eaux continentales et fournissant une revisite journalière. Cette idée de mission a été soumise au Séminaire de Prospective Scientifique 2019 du CNES. Cette proposition, baptisée Small Altimetry Satellites for Hydrology (SMASH) et portée par le LEGOS (responsables scientifiques : Denis BLUMSTEIN et moi) est soutenue par 23 scientifiques d'une dizaine de laboratoires français. Cependant et bien qu'il s'agisse d'une constellation, comme elle est constituée d'altimètres nadir, elle offrira une très bonne couverture temporelle (journalière), mais une faible couverture spatiale comparée à SWOT et WiSA.

La possibilité d'avoir de manière concomitante à la fois des mesures haute fréquence temporelle/faible couverture spatiale de la constellation SMASH et des mesures à faible fréquence temporelle, mais avec une couverture spatiale quasiment globale des missions d'altimétrie à fauchée, devrait être d'une grande complémentarité et ouvrir des perspectives encore inexplorées.

## 2.5 Conclusions et perspectives du chapitre

Ce chapitre a permis de présenter les différentes données satellitaires que j'ai utilisées au cours de mon projet de recherche, en particulier les mesures d'altimétrie nadir. Celles-ci peuvent s'avérer complexe à traiter. Via diverses collaborations, il a été possible d'améliorer certains points de fonctionnement de l'instrument pour augmenter le nombre d'observations. Plus généralement, l'ensemble de ces données/produits satellitaires couvrent une large gamme d'échelles spatio-temporelles et n'observent pas forcément directement les variables d'intérêt pour l'étude du bilan hydrologique d'un bassin versant (stock et/ou

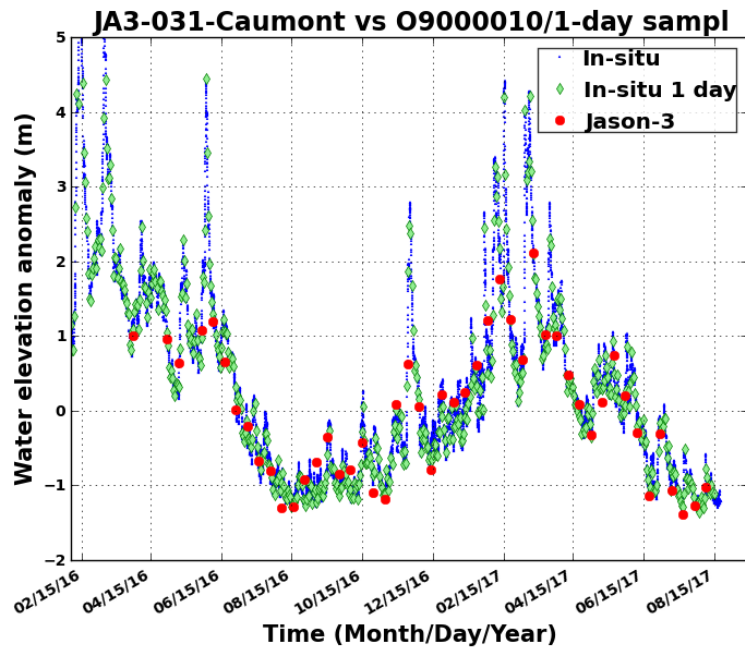


Figure 2.18 – Cotes d’eau de la Garonne mesurées à la station in situ de Tonneins (points bleus, provenant de la Banque Hydro), leur sous-échantillonnage à 1 jours (losanges verts) et les mesures Jason-3 (rond rouges) de la SV JA2-070 (cf figure 2.4)

flux d’eau et d’énergie). Dans le futur, il faudrait que j’intègre d’autres missions satellitaires qui peuvent avoir un intérêt pour mon projet de recherche, comme les images SAR des missions Sentinel-1 ou de la constellation RADARSAT, les cotes d’eau du lidar ICESat-2 ou bien les produits d’humidité du sol des missions Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) et Soil Moisture Active Passive (SMAP).

D’autre part, je me suis aussi très fortement impliqué sur les futures missions satellitaires d’observations des eaux continentales, en particulier de la mission SWOT qui devrait être lancée prochainement. Je continue aussi à m’investir pour le futur de l’observation par satellite des eaux à surface libre, via les propositions de mission WiSA et SMASH. Le défi pour les années/décennies à venir sera de pouvoir gérer la quantité importante de données que fournissent/fourniront les programmes Copernicus, SWOT et leurs successeurs. Assurer une continuité de mesures, mais aussi penser l’utilisation (et si possible dès le début de leur conception) de toutes ces missions de manière conjointe et complémentaire sera un gros défi pour les agences spatiales, mais aussi pour la communauté scientifique dans son ensemble.



# Chapitre 3

## Flux d'eau à la surface des continents : combiner télédétection et modélisation pour quantifier et prévoir

### 3.1 Introduction

Comme présenté en section 1.2, l'un des objectifs de mon projet de recherche est de caractériser « les variabilités saisonnières à décennales de la partie continentale du cycle de l'eau ». Pour ce faire, il est nécessaire de caractériser les flux d'eau sur les continents et notamment le débit dans le réseau fluvial.

L'obtention de séries longues et spatialisées du débit permet de quantifier les flux d'eau à la surface des continents. Elles permettent aussi d'évaluer les transferts d'eau des continents vers les océans (données importantes pour l'étude au moins locale, voire régionale, de la salinité et des courants océaniques). Ceci peut être fait en combinant à la fois des sorties de modèles hydrologiques et des observations in situ et issues de la télédétection, via l'assimilation de données. Cette approche est présentée dans la section 3.2 pour le bassin de l'Amazonie et correspond principalement au travail de thèse de Charlotte EMERY, que j'ai encadré (avec Aaron BOONE comme co-directeur). L'obtention de ces séries longues permet d'identifier les variations interannuelles de débit et les événements extrêmes qui ont pu se produire au cours du temps et d'investiguer les causes possibles de ces modifications. Celles-ci peuvent être d'origine climatique (ce qui pourra être investigué via l'utilisation de modèles hydrologiques) ou bien « anthropique direct » (via les réservoirs, le changement d'occupation du sol, les aménagements fluviaux...) et sont observées par les mesures satellitaires.

Mais ces variations de flux sont aussi très importantes pour les sociétés humaines, qui peuvent être menacées par les événements extrêmes (sécheresses ou inondations) et pour lesquelles elles ne sont pas préparées. Ce besoin est d'autant plus important pour les grands bassins fluviaux qui sont le plus souvent transfrontaliers avec des réseaux de mesures assez inhomogènes. Pour ceux-ci, les données satellitaires peuvent être une source d'information complémentaire et très riche pour les gestionnaires de l'eau. Ce type d'application est présenté à la section 3.3.

## 3.2 L'Assimilation de données altimétriques dans un modèle hydrologique

### 3.2.1 Contexte

L'objectif de l'assimilation de données est de combiner des observations (in situ et/ou issues de la télédétection, souvent ponctuelles en temps et/ou en espace) et des sorties de modèles (qui ont un pas de temps et d'espace plus régulier et fin que les données satellitaires, mais qui peuvent avoir de grandes erreurs), afin d'obtenir une estimation plus précise des variables d'état ou des paramètres du modèle, en se basant sur l'incertitude des observations et du modèle. Nous avons donc utilisé cette méthodologie pour « corriger » un modèle hydrologique, à partir d'observations issues de la télédétection.

Un modèle hydrologique (figure 3.1a), comme ceux utilisés dans les simulations globales du GIEC, est composé :

- d'un Land Surface Model ou Modèle de Surface Continentale en français (LSM), qui permet de faire un bilan de masse d'eau et d'énergie dans les premières couches du sol (et de la végétation), chaque pixel étant considéré indépendant des autres,
- d'un River Routing Model ou Modèle de Routage de Rivière (RRM), qui permet de « router » l'eau de surface de cellule en cellule, sur tout le bassin versant, jusqu'à l'exutoire.

En fonction des modèles, le RRM peut être seulement forcé par le LSM ou bien directement couplé avec celui-ci. C'est notamment le cas du modèle hydrologique développé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), composé du LSM Interactions between the Surface Biosphere Atmosphere (ISBA) (MAHFOUF & NOILHAN, 1996) couplé avec le RRM CNRM Total Runoff Integrating Pathways (CTRIP) (DECHARME *et al.*, 2008), qui font partie de la plateforme « open-source » SURFace EXternalisé (SURFEX), dont la documentation est disponible sur [www.umr-cnrm.fr/surfex](http://www.umr-cnrm.fr/surfex). ISBA-CTRIP, dont le fonctionnement est illustré sommairement sur la figure 3.1b, tourne à l'échelle globale sur une grille géographique régulière de 0,5°x 0,5° et à un pas de temps de 3 heures.

Au cours de son travail de thèse (encadré par Aaron BOONE), Vanessa PEDINOTTI

a exploré l'utilisation potentielle des données SWOT pour la modélisation hydrologique à grande échelle. Dans ce cadre, Vanessa Pedinotti a réalisé une des premières études, à laquelle j'ai participé, de correction de paramètres d'un modèle hydrologique, ISBA-CTrip, grâce à des pseudo-observations SWOT en utilisant un Extended Kalman Filter ou Filtre de Kalman Étendu (EKF), dans le cadre d'expériences jumelles (PEDINOTTI *et al.*, 2014). En particulier, il s'agissait de corriger les coefficients de Manning de CTrip (qui caractérisent le frottement sur le fond de la bathymétrie). Il s'agit d'un paramètre clé du RRM, mais qui ne peut pas être mesuré directement sur le terrain et qui est difficile à estimer. Or ISBA-CTrip est sensible à sa valeur et sa distribution spatiale (en tant que coefficient de frottement, il influe sur la vitesse de l'écoulement). PEDINOTTI *et al.* (2014) a montré qu'avec cette méthode, l'erreur sur le coefficient de Manning est réduite de l'ordre de 40%, ainsi que l'erreur sur les hauteurs d'eau (réduite de 30%) et sur les débits (réduite de 7%). Cependant, cette méthode souffre des limitations de l'EKF face aux non-linéarités du modèle ISBA-CTrip et suppose des erreurs modèle assez simples et gaussiennes.

Ce travail a été continué et étendu par Charlotte EMERY au cours de sa thèse, effectuée au LEGOS entre novembre 2013 et février 2017, sous ma supervision (avec Aaron BOONE comme co-directeur). En particulier, Charlotte EMERY a développé une maquette d'assimilation (figure 3.2), basée sur des variantes de l'Ensemble Kalman Filter (EnKF), qui permet soit de corriger des paramètres de CTrip à partir d'observables de type SWOT (cartes de cotes d'eau) et dont les résultats sont décrits à la section 3.2.2, soit l'état du modèle (stock d'eau dans le réseau fluvial et le débit) à partir d'un produit débit basé sur l'altimétrie et dont les résultats sont décrits à la section 3.2.3. Ce travail s'est axé sur le bassin de l'Amazone, le plus grand du monde. Les études présentées dans cette section utilisent le forçage atmosphérique du Global Soil Wetness Project 3 (GSWP3), disponible sur <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3>.

## 3.2.2 Correction des paramètres du modèle CTrip

### Étude de sensibilité de CTrip à ses paramètres

L'ensemble du réseau fluvial qui se trouve dans chaque pixel de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (soit  $\sim 50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$  à l'équateur) est approximé dans CTrip par un unique tronçon de rivière équivalent, dont la section transversale est rectangulaire. La figure 3.3a montre le réseau fluvial CTrip sur le bassin de l'Amazone (en rouge). À titre de comparaison, sur cette figure est aussi représenté le réseau fluvial estimé par Stéphane CALMANT à partir d'image Google Earth (en bleu). On peut constater que malgré la faible résolution spatiale de CTrip, son réseau suit relativement bien le réseau réel. Cependant, certains tronçons de CTrip n'ont pas toujours une orientation correcte et certains affluents visibles dans Google Earth ne sont pas présents dans CTrip.

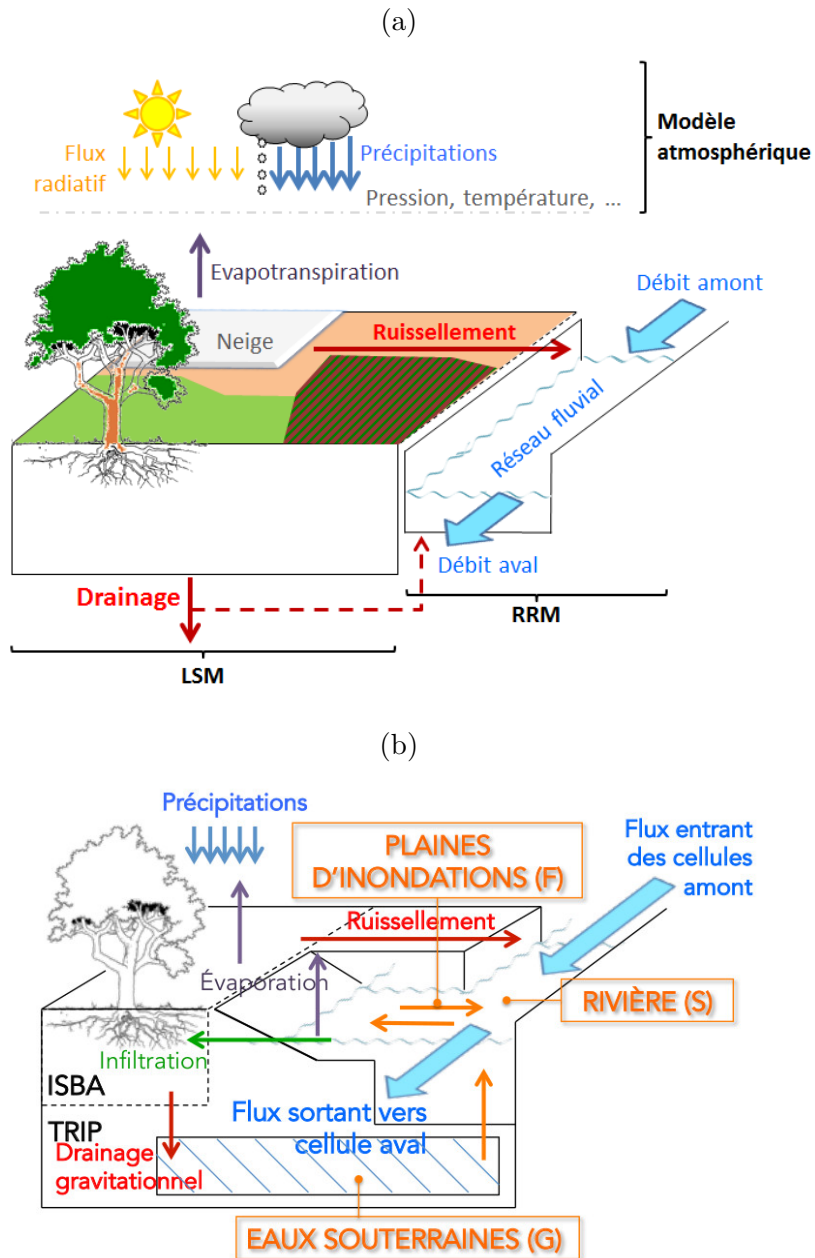


Figure 3.1 – Schéma de principe général d'un modèle hydrologique (a.) et schéma de principe plus spécifique du modèle ISBA-CTRIP (b.) (images provenant de EMERY, 2017)

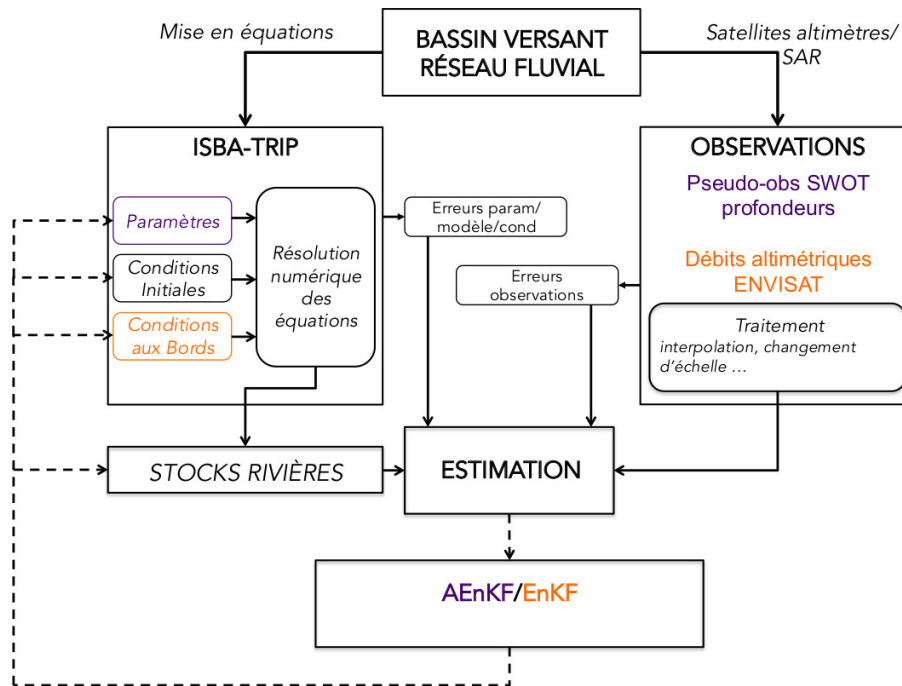


Figure 3.2 – Maquette d’assimilation de produits altimétriques dans le modèle ISBA-CTRIP développée par Charlotte EMERY (image extraite de EMERY, 2017)

Pour chaque pixel CTRIP, le tronçon de rivière équivalent est caractérisé par les paramètres suivants (figure 3.3b) :

- la pente  $s$  du lit de la rivière,
- la largeur  $W$  (en m),
- la profondeur critique  $H_c$  (en m), qui est la profondeur au-delà de laquelle il y aura inondation,
- la longueur  $L$  (en m), qui est la distance entre le centre du pixel considéré et le centre du pixel directement en aval de celui-ci,
- le coefficient de méandrement  $\mu$ , qui est multiplié à  $L$  pour avoir la longueur totale du tronçon. Il permet de prendre en compte le fait que dans la nature, le réseau fluvial a tendance à faire des méandres et n’est pas rectiligne. Il est sans unité, constant en temps et en espace et égal à 1,4 (OKI & SUD, 1998),
- le coefficient de Manning  $n$  (paramétrise l’effet des frottements et la résistance du fond sur la dynamique fluvial) de la rivière (lit mineur),
- le coefficient de Manning  $n_c$  de la plaine d’inondation (lit majeur),
- la constante de temps de résidence des eaux souterraines  $\tau_G$ , qui pilote les échanges de masse d’eau entre le réservoir « eaux souterraines » et la rivière.

Avant l’assimilation, il est nécessaire de faire une étude de sensibilité des sorties du modèle à ses paramètres, pour estimer ceux que l’on pourra corriger en fonction des observables dont on dispose. Avec les données in situ et les altimètres nadirs et à fauchée, on peut disposer des cotes d’eau, voire de débits en utilisant des données complémentaires.



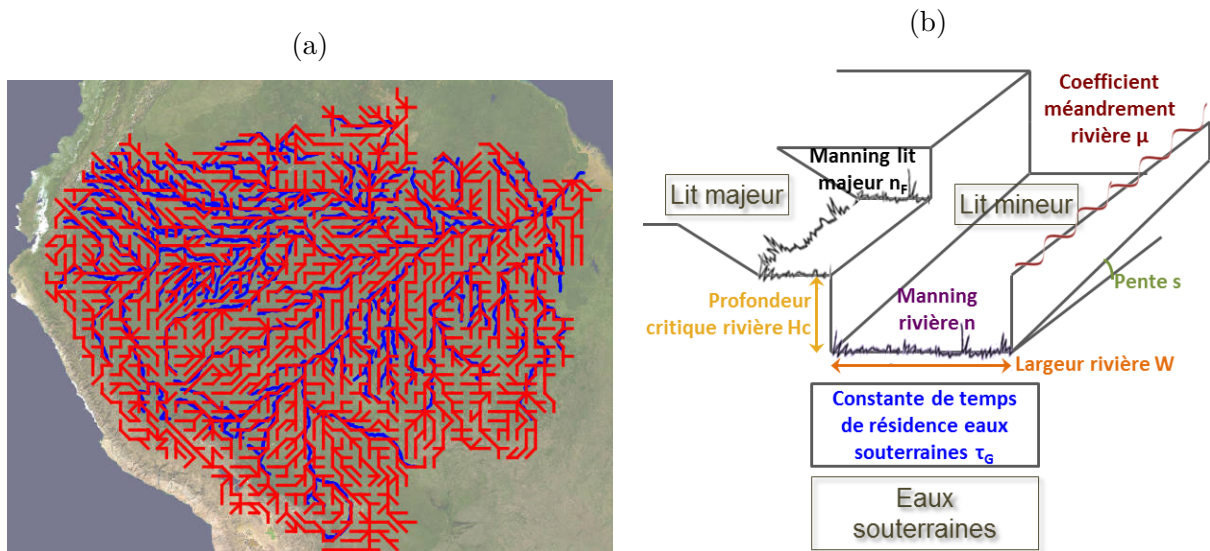


Figure 3.3 – Réseau fluvial CTRIP (en rouge) et réseau fluvial (partiel) estimé à partir de Google Earth par Stéphane CALMANT (en bleu) pour le bassin de l’Amazonie (a.). Schéma de principe des paramètres CTRIP (b.) (image provenant de EMERY, 2017)

C’est pourquoi EMERY *et al.*, 2016 a réalisé une analyse de sensibilité des hauteurs et des débits simulés par CTRIP aux sept paramètres cités plus haut. Cette analyse a été menée sur le bassin de l’Amazonie. Celui-ci a été choisi car il s’agit du plus grand bassin fluvial au monde (que ce soit par son aire drainée, de  $6 \times 10^6 \text{ km}^2$ , ou par son débit moyen à l’exutoire, de  $2 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Ce bassin tropical couvre près de 40% de l’Amérique du Sud et son débit à l’exutoire représente près de 30% de l’apport d’eau douce total vers l’océan Atlantique (WISSER *et al.*, 2010). L’étude de sensibilité a été menée en utilisant la méthode ANalysis Of VAriance (ANOVA), qui détermine, à partir d’un ensemble de combinaison de paramètres d’entrée, la contribution de chaque paramètre à la variance inconditionnelle de la sortie modèle. Cet ensemble comporte 1024 membres et les nombreuses simulations élémentaires d’ISBA-CTRIP nécessaires pour générer l’ensemble des sorties ont été menées sur la plateforme de calcul hautes performances CALMIP. EMERY *et al.*, 2016 a étudié la sensibilité à la fois des profondeurs d’eau, de leurs anomalies et du débit sur trois années (2008, 2009 et 2010). La sensibilité des profondeurs d’eau est relativement constante dans le temps (sauf pour les étiages importants) et dépend principalement du coefficient de Manning et de la pente de la rivière, qui expliquent 40% et 35%, respectivement, de la variance inconditionnelle. La largeur de la rivière, elle, impacte 20% de la variance. En résumé, les profondeurs d’eau sont sensibles aux paramètres géomorphologiques. Une étude régionalisée a permis de montrer que les paramètres géomorphologiques locaux (c’est-à-dire situés dans la même zone géomorphologique que la cellule étudiée) pilotent les hauteurs d’eau une majeure partie de l’année. En ce qui concerne les anomalies de hauteurs d’eau, les résultats obtenus sont très similaires à ceux observés pour les profondeurs d’eau. Cependant, lorsque les anomalies sont proches de zéro, elles

deviennent bien moins sensibles aux paramètres géomorphologiques et dépendent alors bien plus des autres paramètres. La sensibilité du débit, quant à elle, diffère grandement de celle des profondeurs d'eau. Elle varie saisonnièrement (à cause de l'alternance entre saisons de hautes et de basses eaux), mais aussi à plus courte échelles temporelles (liées aux événements pluvieux en amont). De manière générale, le débit est le plus sensible à la constante de temps de résidence des eaux souterraines, qui peut expliquer plus de 90% de la variance totale sur certaines périodes. En régime permanent, ce paramètre représente le principal apport d'eau dans la rivière. Le débit devient sensible aux paramètres géomorphologiques (mais pas forcément locaux) durant les périodes de transition entre les hautes et les basses eaux.

Ainsi, au vu de ces résultats, il est clair que l'utilisation des cotes d'eau et de leurs anomalies observées par SWOT devrait permettre de corriger les paramètres géomorphologiques de CTRIP. Le produit de débit issu des mesures SWOT serait, quant à lui, plus adapté pour corriger le temps de résidence des eaux souterraines.

### Correction du coefficient de Manning dans CTRIP

Au vu des résultats de l'étude de sensibilité et pour réduire les temps de calcul, la maquette d'assimilation réalisée par Charlotte EMERY (Figure 3.2) utilise des observations de cotes d'eau de type SWOT pour corriger le coefficient de Manning de la rivière dans CTRIP (celui-ci varie spatialement, mais pas temporellement). Comme SWOT n'a pas encore été lancé, cette assimilation s'est basée sur des expériences jumelles ou Observing System Simulation Experiment (OSSE). La figure 3.4 présente le schéma de principe d'une expérience jumelle. Un modèle physique (ici ISBA-CTRIP) est utilisé pour simuler la « vérité », puis un simulateur du système d'observation (dans notre cas SWOT) est utilisé à partir de cette simulation de référence afin d'obtenir des estimations réalistes des observables SWOT (appelées pseudo-observations). Parallèlement, le même modèle physique est « corrompu », afin d'obtenir une simulation ou un ensemble de simulations qui soit représentatif des erreurs du modèle. Enfin, les pseudo-observations sont assimilées dans cette modélisation corrompue. La comparaison entre les sorties du modèle « vrai » et celles obtenues après assimilation permet de quantifier l'apport des pseudo-observations pour corriger le modèle. C'est évidemment une estimation optimiste de l'apport du système d'observation, puisque le même modèle est utilisé à la fois pour la « vérité » et pour la modélisation corrompue. De même la simulation du système d'observation est souvent idéalisée et plus ou moins réaliste. Cependant, c'est un bon outil pour juger de la faisabilité d'une méthode d'assimilation et de l'apport des observables pour corriger un modèle.

Les pseudo-observations SWOT ont été simulées de manière très simple : en fonction de l'orbite et d'une date arbitraire de lancement, les dates d'observation du satellite et

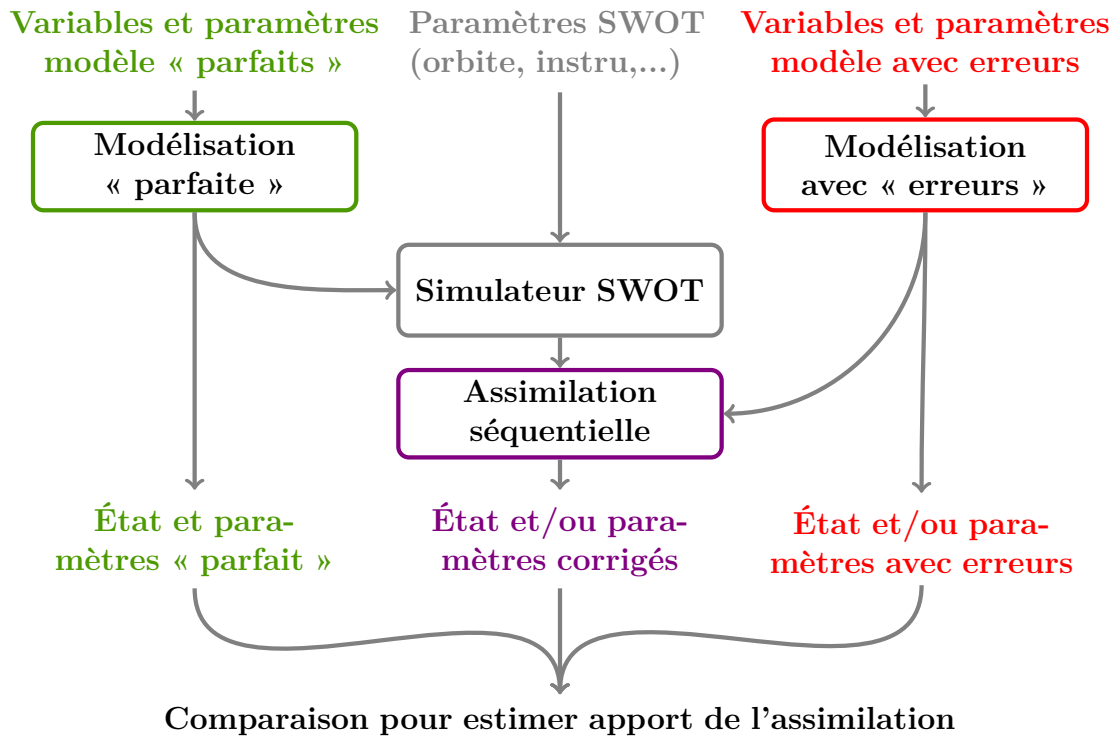


Figure 3.4 – Vue conceptuelle d’expérience jumelle (OSSE) avec SWOT et filtre séquentiel

la couverture au sol de chaque fauchée ont été calculées pour la période d’étude (principalement l’année 2008, qui est une année proche de la moyenne climatique). Ceci permet de sélectionner pour, chaque observation, les pixels CTRIP qui sont vus et d’ajouter à la profondeur d’eau simulée par le modèle un bruit blanc avec un écart-type de 10 cm, afin de simuler une pseudo-observation SWOT.

Concernant CTRIP, la maquette d’assimilation corrige non pas le coefficient de Manning pour chaque pixel, mais un coefficient multiplicateur constant sur toute une zone hydro-géomorphologique. Ceci permet de réduire le nombre de coefficient à mettre à jour et donc de prévenir autant que possible le problème d’équifinalité (mis en évidence par PEDINOTTI *et al.*, 2014), tout en réduisant le temps de calcul. Neuf zones ont été définies (voir EMERY *et al.*, 2016 pour plus de détails sur la définition de ces zones) et sont présentées sur la figure 3.5.

Le schéma d’assimilation utilisé correspond à un EnKF asynchrone, aussi appelé Asynchronous EnKF (AEnKF) (SAKOV *et al.*, 2010), qui permet de considérer toutes les observations disponibles sur une certaine fenêtre de temps. Comme la période de répétitivité du satellite est de 21 jours, cette fenêtre d’observation permet d’avoir une vue synoptique du bassin. De plus, cela permet de limiter les oscillations dans les corrections du coefficient de Manning, telles qu’observées par PEDINOTTI *et al.* (2014). L’ensemble de simulations corrompues, utilisé par l’AEnKF pour calculer la matrice de covariance d’erreur du modèle, est généré en modifiant le coefficient multiplicatif du coefficient de Manning (voir figure 3.5). L’erreur modèle est donc supposée n’être due qu’à l’incertitude

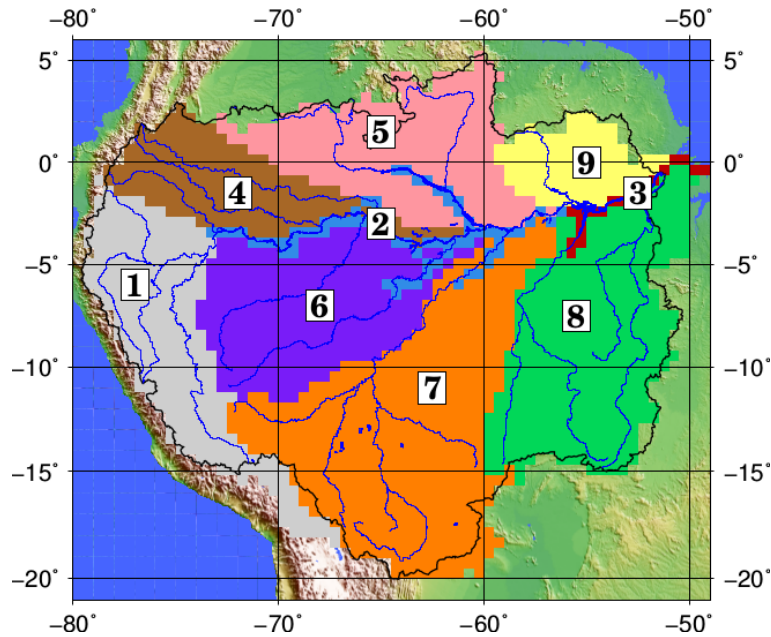


Figure 3.5 – Zones hydro-géomorphologiques sur le bassin amazonien, pour lesquelles un coefficient multiplicatif constant, appliqué à tous les coefficients de Manning de la rivière dans cette zone, est corrigé via l’assimilation de pseudo-observations SWOT (image provenant de EMERY *et al.*, 2016)

sur les coefficients de Manning.

Des études de sensibilités de cette maquette d’assimilation ont été menées par Charlotte EMERY et ont permis de montrer que :

- les résultats de l’assimilation étaient peu sensibles à la date de début de la période d’assimilation ;
- un ensemble ayant entre 20 et 50 membres est suffisant (un ensemble de 25 membres a donc été choisi) ;
- l’écart-type de l’erreur du coefficient multiplicatif des coefficients de Manning doit être compris entre 0,05 et 0,75 pour assurer une dispersion suffisante de l’ensemble ;
- après avoir mis à jour le coefficient de Manning, il faut faire tourner le modèle sur les 84 jours précédents (4 fenêtres de 21 jours), afin de faire converger le modèle vers un état stable.

En se basant sur ces tests de sensibilité, l’assimilation de pseudo-observations SWOT de profondeurs d’eau (et pas de cotes d’eau) a montré que la maquette d’assimilation converge en un cycle d’assimilation vers la valeur vraie du coefficient multiplicatif (et donc vers la bonne distribution du coefficient de Manning). C’est seulement en période de basses eaux que l’assimilation est moins performante dans les zones hydro-géomorphologiques avec un cycle saisonnier très marqué. Ceci est probablement dû à la moindre sensibilité des profondeurs d’eau au coefficient de Manning pendant cette période (voir les résultats de l’étude de sensibilité de EMERY *et al.*, 2016). Mais cette première expérience d’assimilation est très optimiste, puisque l’on suppose les profondeurs d’eau connues, alors que SWOT ne

fournira que des cotes d'eau. C'est pourquoi une deuxième expérience d'assimilation a été conduite en assimilant, cette fois-ci, non plus les profondeurs d'eau, mais des anomalies de cotes d'eau (on retire la moyenne temporelle calculée sur l'année précédente pour chaque série temporelle de cote d'eau). Les résultats de cette expérience sont présentés sur la figure 3.6. Là encore, l'assimilation donne de bons résultats en convergeant vers les valeurs vraies, mais en plus de temps (de 1 à 5 cycles d'assimilation sont nécessaires pour converger). Enfin une dernière expérience d'assimilation a été mise en place. Là aussi ce sont des anomalies de cotes d'eau qui sont assimilées, mais des biais ont été ajoutés pour créer un ensemble avec des bathymétries corrompues de CTRIP (notamment en modifiant les profondeurs critiques  $H_c$  par rapport à la simulation « vraie »). Dans ce cas, l'assimilation de pseudo-observations SWOT d'anomalies de cotes d'eau permet toujours de se rapprocher vers les valeurs vraies. Cependant, toutes les zones ne convergent pas vers les valeurs vraies, notamment la zone du cours principal de l'Amazone. Ceci s'explique par le fait que dans cette zone, comme  $H_c$  est modifié, il peut y avoir des inondations dans certains membres de l'ensemble, qui ne se produisent pas dans la simulation « vraie » et donc dans les observations ( $H_c$  est beaucoup plus petit pour certains membres par rapport à la vérité). Plus de détails sur ces résultats sont disponibles dans EMERY (2017).

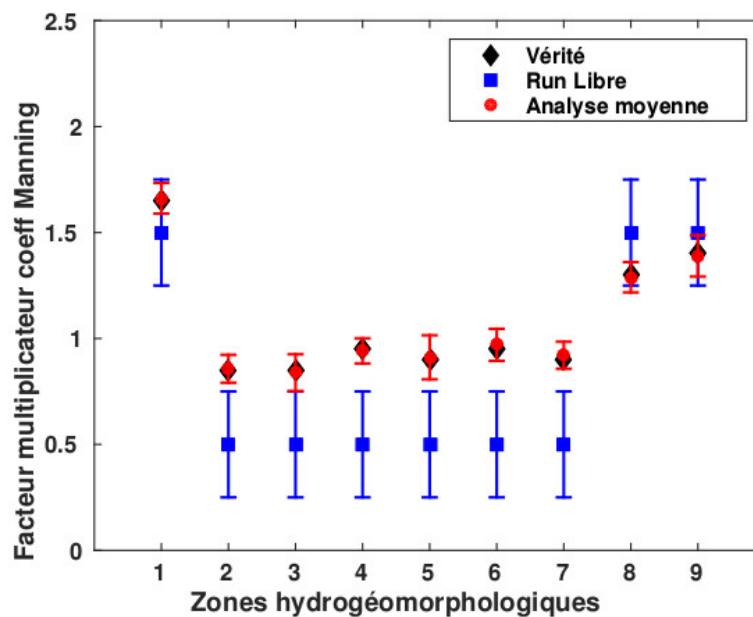


Figure 3.6 – Coefficient multiplicatif des coefficients de Manning en fonction du numéro des zones hydro-géomorphologiques (voir figure 3.5) pour l'ébauche (sans assimilation, en bleu), pour la « vérité » (en noir) et après assimilation (en rouge) d'anomalies de cotes d'eau SWOT sans erreur de bathymétrie (image provenant de EMERY, 2017)

Ainsi ces différentes expériences d'assimilation, effectuées dans le cadre d'une OSSE, ont permis de montrer l'apport des données SWOT pour la correction du coefficient de Manning dans CTRIP. En particulier, l'utilisation d'anomalies de cotes d'eau est efficace pour corriger ce paramètre, ce qui est crucial étant donné que SWOT ne fournira pas de mesure des profondeurs d'eau. L'intérêt de pouvoir corriger des paramètres du modèle

avec les données SWOT réside dans la possibilité d’avoir un modèle mieux paramétré. Le bénéfice de ces corrections se fera donc sentir même pour les périodes antérieures ou postérieures aux observations SWOT. Par contre, il est nécessaire d’avoir une estimation aussi proche que possible de la bathymétrie du fleuve et notamment de la hauteur critique  $H_c$  qui pilote la survenue ou non d’inondations. Cependant, ces expériences ayant été menées dans un cadre idéalisé, il faudrait les complexifier pour ajouter d’autres sources d’erreurs de modélisation (incertitude sur les précipitations et sur d’autres paramètres à la fois de CTRIP, mais aussi d’ISBA), investiguer l’utilisation d’autres méthodes d’assimilation (par exemple le filtre à particule, qui ne présuppose pas que le modèle soit linéaire), utiliser un autre modèle pour la « vérité » (et donc s’éloigner du cadre des expériences jumelles) et enfin utiliser un simulateur SWOT plus réaliste. En particulier, Le CNES a développé récemment un simulateur SWOT « grande échelle », dont les différents postes d’erreur sont paramétrés de manière réaliste et qui est adapté aux grandes échelles simulées par ISBA-CTRIP.

### 3.2.3 Correction du débit et du stock d’eau dans les rivières

S’il est possible de corriger certains paramètres de CTRIP via l’altimétrie à fauchée, les filtres séquentiels comme l’EnKF sont plus couramment utilisés pour corriger l’état du modèle. Ils peuvent être employés pour faire de la prévision (en particulier en améliorant les conditions initiales de la modélisation) ou bien pour obtenir une estimation plus précise de l’état du système sur une période passée. C’est cette seconde approche qui a été abordée dans le travail de thèse de Charlotte EMERY. L’objectif étant d’obtenir une « réanalyse » des débits et des volumes d’eau stockés dans le réseau fluvial du bassin de l’Amazone. Pour ce faire, deux types de produits SWOT peuvent être utilisés : les cotes d’eau ou bien le débit estimé à partir des observables SWOT. Dans cette étude, c’est le produit de débit qui a été choisi. D’une part pour investiguer l’apport d’un produit de débit issu de l’altimétrie pour un modèle hydrologique. D’autre part, car l’assimilation directe du débit permet de s’affranchir d’un éventuel écart important entre la cote d’eau modèle et celle estimée par le satellite (qui pourrait être dû à un biais dans la bathymétrie de CTRIP, à l’approximation rectangulaire de la bathymétrie dans le modèle ou bien à une mauvaise paramétrisation de la bathymétrie). De plus, afin de s’affranchir du contexte idéalisé d’une expérience jumelle, un produit de débit basé sur des observations ENVISAT et Jason-2 et calculé par PARIS *et al.* (2016) a été utilisé.

Pour réaliser ce produit de débit, PARIS *et al.* (2016) a calculé des courbes de tarage entre les cotes d’eau ENVISAT (initialement calculées par SANTOS DA SILVA *et al.* (2010)) et les débits fournis par le modèle hydrologique Modelo de Grandes Bacias (MGB), développé par l’Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH). La version de MGB utilisée assimile (via un EnKF) des débits in situ disponibles sur le bassin (PAIVA *et al.*, 2013). Ceci permet d’avoir un débit de bonne qualité au niveau des SV (les stations in situ



n'étant évidemment pas co-localisées avec les SV). Puis PARIS *et al.* (2016) a appliqué ces courbes de tarage aux cotes d'eau altimétriques pour avoir une estimation du débit sur toute la période des satellites.

La première étape, avant l'assimilation, a consisté à associer chaque SV Envisat à une unique cellule CTRIP. Elle a nécessité un gros travail, du fait de la faible résolution spatiale ( $0,5^\circ$ ) des cellules CTRIP, qui assimile tout le réseau fluvial dans la cellule à une rivière équivalente. La figure 3.7 illustre certains cas qu'il a fallu traiter. Ensuite, un schéma d'assimilation séquentiel de type EnKF a été mis en place par EMERY *et al.* (2018) pour assimiler ces débits dérivés de l'altimétrie (figure 3.8). Il peut corriger soit le débit du fleuve, soit le stock d'eau dans la rivière. Les erreurs d'observation des débits « altimétriques » sont modélisées par un bruit blanc multiplicatif, décorrélé d'un SV à l'autre. Les erreurs de modélisation, quant à elles, proviennent d'erreur sur l'état initial (stock d'eau dans la rivière au premier pas de temps) et sur les précipitations, via la génération d'un ensemble de 101 membres.

Des tests ont permis de montrer qu'il est nécessaire d'imposer une « localisation » des observations, c'est-à-dire que les observations ne peuvent pas influencer la correction calculée par le filtre au-delà d'une certaine distance. Cette localisation s'est avérée nécessaire pour éviter des corrections erronées dues à de mauvaises corrélations générées par un ensemble qui n'est pas forcément représentatif de toutes les erreurs de modélisation.

La performance de l'assimilation a été évaluée en comparant le débit journalier CTRIP avant/après assimilation au débit journalier observé aux stations in situ disponibles sur le bassin (il est important de rappeler que ces données in situ n'ont pas été utilisées pendant l'étape d'assimilation, qui utilise seulement les débits dérivés des cotes d'eau Envisat). La figure 3.9 montre clairement l'apport de l'assimilation de ce produit de débit basé sur l'altimétrie pour améliorer les débits simulés par ISBA-CTRIP. L'EQM entre le débit journalier in situ et celui estimé passe de 69% pour le débit ISBA-CTRIP sans assimilation à 54% après assimilation. L'amélioration peut sembler limitée, mais il faut rappeler que l'on compare des débits journaliers. Aux dates où une observation altimétrique est disponible, le débit estimé est fortement amélioré après assimilation. Cependant, localement, le débit retourne assez rapidement après l'étape d'assimilation vers sa valeur d'ébauche (c'est-à-dire sans assimilation) au fur et à mesure que le débit corrigé s'écoule vers l'aval. Ceci est dû à l'échantillonnage temporel assez grossier d'Envisat (35 jours). Certaines erreurs s'expliquent aussi par des différences entre les débits in situ et les débits estimés à partir d'Envisat, bien que ces cas de figure semblent assez limités.

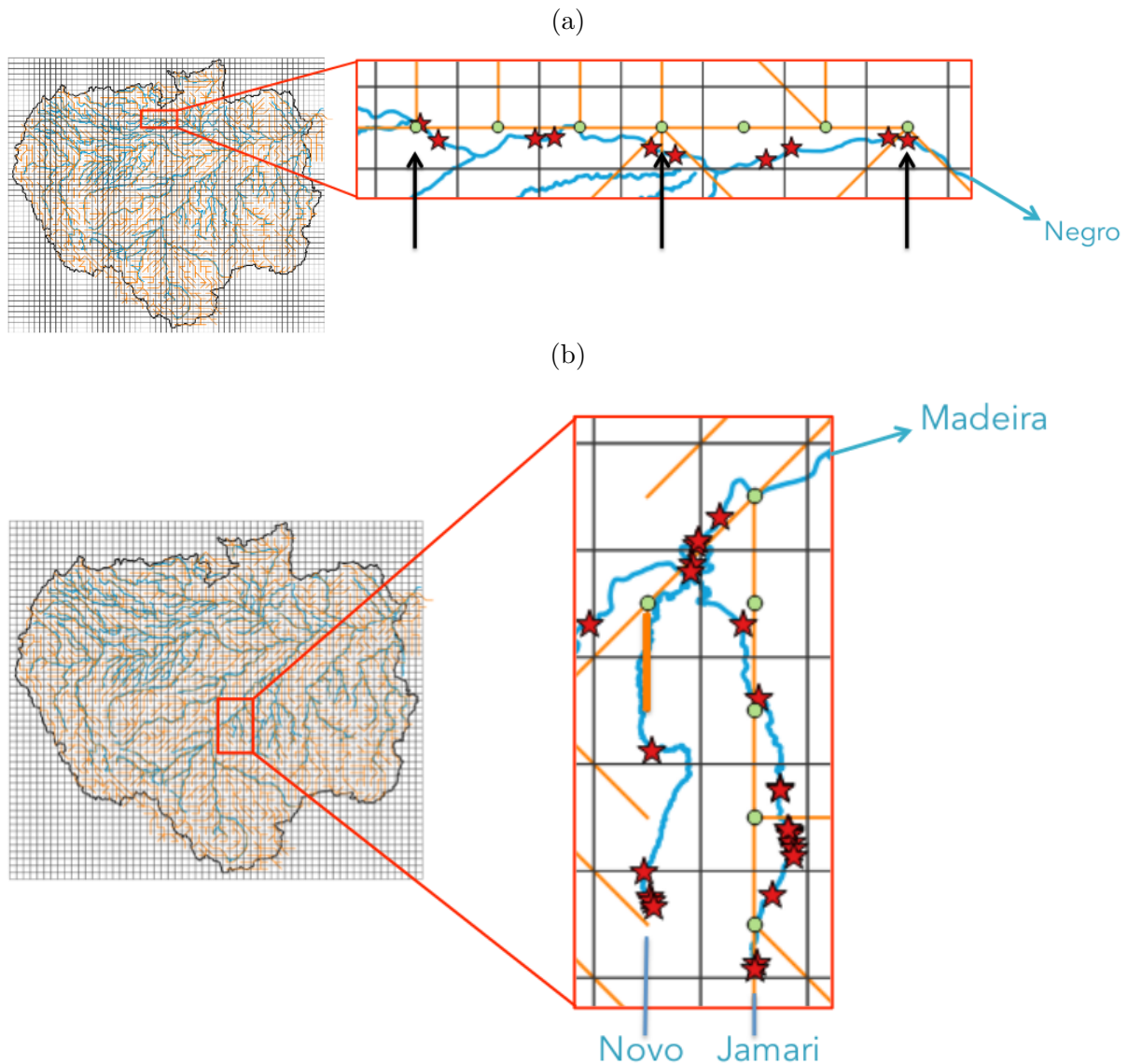


Figure 3.7 – Illustrations de cas particuliers lors de l’association des SV Envisat avec les pixels du réseau CTRIP (lignes oranges) : (a.) cas (flèches noires) sur le Rio Negro où plusieurs SV (étoiles rouges) sont associées à la même cellule TRIP (cercles verts), (b.) cas sur le Rio Novo où 5 SV sont ignorées car sur un affluent non présent dans le réseau CTRIP. Images provenant de EMERY (2017).

### 3.2.4 Conclusions et perspectives sur l’assimilation de données altimétriques dans ISBA-CTRIP

Les travaux de thèse de Charlotte EMERY, que j’ai co-dirigé, ont permis de développer une plateforme d’assimilation (EnKF) d’observations issues de l’altimétrie satellitaire, pour corriger des paramètres (seulement les coefficients de frottement pour le moment) et des variables d’état (stock d’eau et débit dans le compartiment « rivière ») du modèles hydrologique ISBA-CTRIP.

La maquette en « estimation de paramètres » a été testée et validée par une série



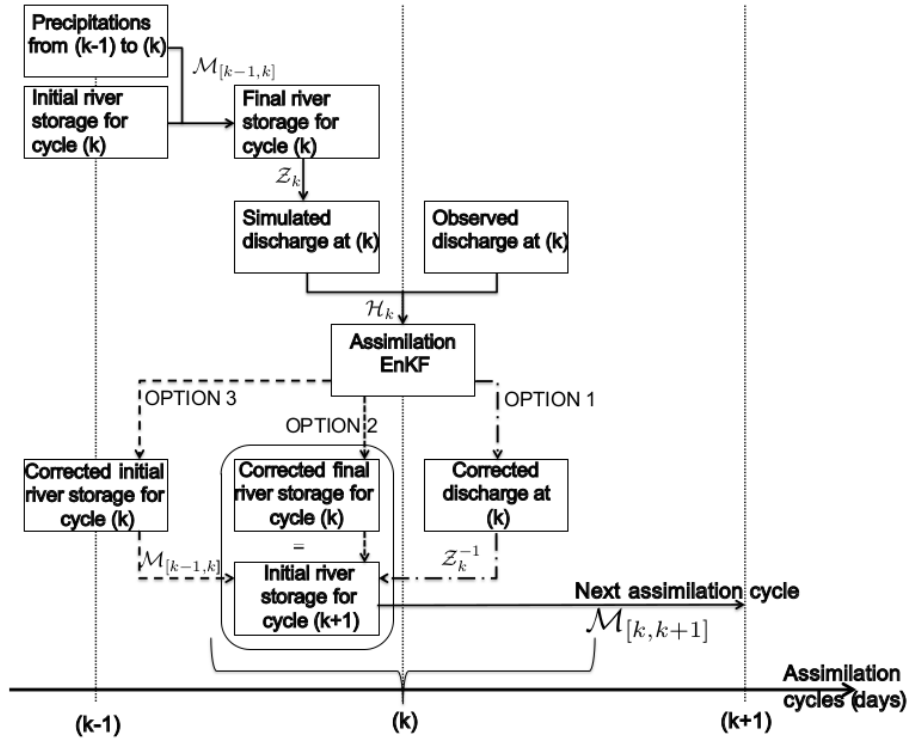


Figure 3.8 – Schéma d’assimilation conçu par Charlotte EMERY pour corriger l’état de CTRIP en utilisant des débits dérivés de cotes d’eau altimétriques (image issue de EMERY *et al.*, 2018)

d’expériences jumelles. L’assimilation de pseudo-observations de cotes et d’anomalies de cotes d’eau le long des fauchées SWOT permettent de corriger les coefficients de Manning du lit de la rivière. Les bonnes performances de l’assimilation des anomalies de cotes d’eau sont particulièrement intéressantes pour s’affranchir des problèmes de références verticales inhérentes à ce type d’étude. La correction des paramètres du modèle est importante, car elle permet d’obtenir un modèle mieux calibré, qui pourra ainsi fournir de meilleures estimations du débit sur des périodes de temps où il n’y a pas/plus d’observations SWOT. Évidemment, il existe de nombreuses pistes pour améliorer les résultats obtenus. Dans un premier temps il faudrait améliorer la génération de l’ensemble, afin qu’il soit plus représentatif des erreurs réelles du modèle. Il faudrait aussi tester la maquette d’assimilation avec des erreurs SWOT plus réalistes et hors du cadre des expériences jumelles (par exemple en utilisant un autre modèle pour la « vérité »). D’autres paramètres pourraient être corrigés. Cependant, cette étape devra être effectuée avec prudence pour éviter le problème de l’équifinalité. Enfin, d’autres schémas d’assimilation pourraient être testés, comme par exemple un filtre à particule (DOUCET *et al.*, 2000).

Pour l’estimation d’état, des débits estimés à partir de séries altimétriques de cotes d’eau Envisat ont été assimilés dans ISBA-CTRIP. Ceci a permis de sortir du cadre idéalisé des expériences jumelles, en assimilant des données réelles. Ce travail a aussi montré l’apport d’un premier jeu de données de débits provenant de mesures altimétriques. Ces résultats sont particulièrement encourageants, car ils permettent d’avoir accès à une réana-

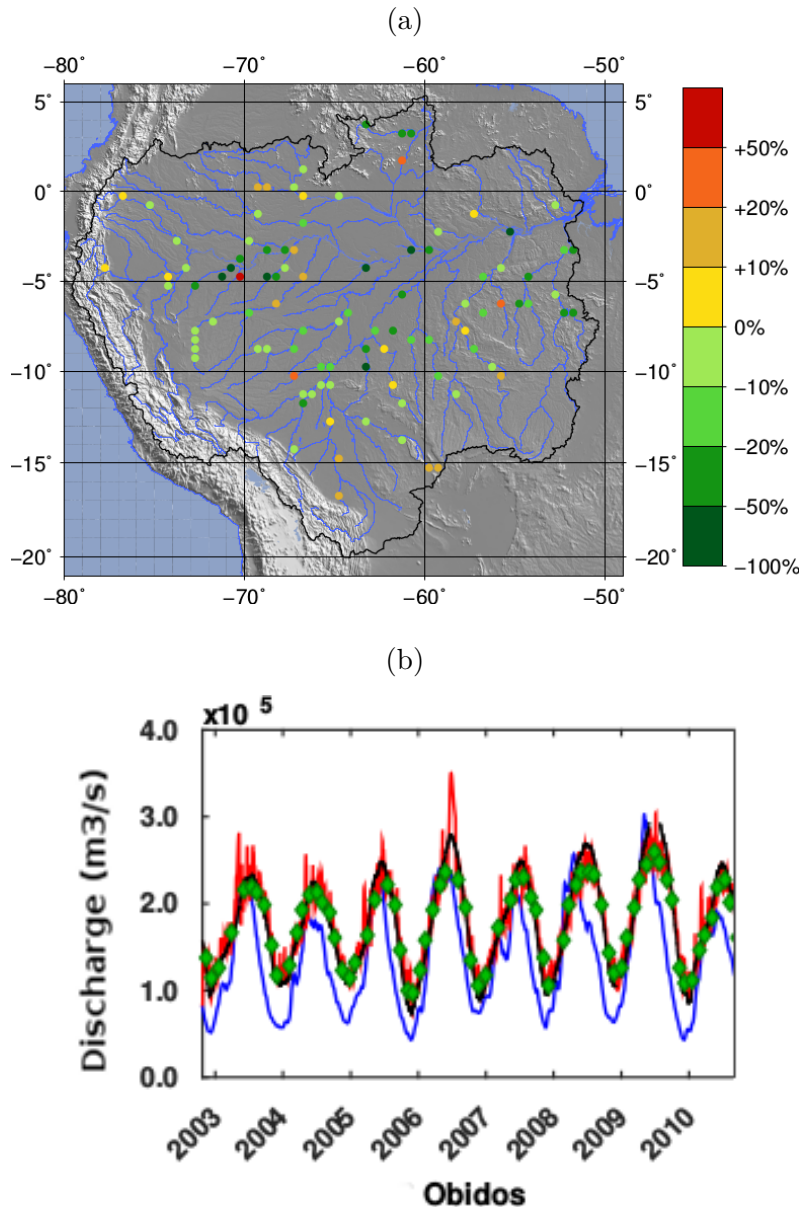


Figure 3.9 – Changement (en % du débit moyen) de l’EQM par rapport au débit in situ entre le débit CTRIP sans assimilation et celui obtenu après assimilation du débit dérivé d’Envisat (en vert, l’EQM est diminuée après assimilation, alors qu’en jaune/rouge elle est augmentée) (a.) et comparaison entre le débit in situ (courbe noire), le débit CTRIP avant assimilation (courbe bleue), le débit dérivé d’Envisat (losanges verts) et le débit après assimilation (courbe rouge) à la station d’Obidos, la plus en aval sur le cours principal de l’Amazonie (b.). Ces images proviennent d’EMERY (2017) et EMERY *et al.* (2018), respectivement.

lyse du débit sur tout le bassin de l’Amazonie. Ces estimations pourraient être améliorées en travaillant plus finement la génération de l’ensemble et la méthode de localisation de l’influence des observations assimilées. De plus, des débits dérivés d’autres missions altimétriques, comme Jason-2/-3, AltiKa et Sentinel-3A/B, pourraient être assimilés afin d’augmenter l’échantillonnage spatio-temporel des observations. Mais au vu des résultats obtenus seulement pour Envisat, le produit de débit SWOT, du fait de sa grande couver-

ture spatiale et temporelle, devrait être particulièrement bien adapté pour améliorer les débits ISBA-CTRIIP. D'autant plus que CTRIIP va désormais être disponible avec une résolution globale de  $1/12^\circ$  et sera donc proche de la résolution du produit SWOT moyenné par tronçon de rivière.

Pour aller encore plus loin, d'autres observations spatiales, comme les données GRACE, pourraient être assimilées en plus des données altimétriques, afin d'améliorer simultanément plusieurs variables simulées par ISBA-CTRIIP et avoir ainsi une estimation améliorée des différents stocks d'eau du cycle de l'eau sur les continents.

## 3.3 Fleuves transfrontaliers et observations altimétriques

### 3.3.1 Développement d'un outil de prévision au Bangladesh

Comme l'a montré la section 3.2, l'assimilation d'observations altimétriques dans un modèle hydrologique peut permettre d'avoir une meilleure estimation des stocks d'eau de surface sur plusieurs années passées. Mais ces données peuvent être aussi utilisées pour la prévision des inondations. Le faible échantillonnage temporel des missions d'altimétrie nadir (entre 10 et 35 jours, voir chapitre 2) est une contrainte importante pour ce type d'application. Cependant, pour de grands bassins avec des crues lentes et importantes se propageant sur des linéaires très longs, ces observations peuvent tout de même apporter des informations importantes, notamment dans le cadre de bassins transfrontaliers où il y a peu d'échange entre les pays riverains. C'est ce que nous avons montré avec des collègues de l'université de Washington (Dennis LETTENMAIER et Faisal HOSSAIN), dans une étude initiée pendant mon post-doctorat et qui s'est poursuivie dans les quelques années qui ont suivi mon recrutement au Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). C'est ce travail que je présente dans cette section.

Tout d'abord, il est important de noter que 260 bassins versants mondiaux sont des bassins fluviaux ou lacustres transfrontaliers (partagés par deux pays ou plus), couvrant près de 45% des surfaces continentales (Antarctique et Groenland exclus). Il a été estimé que ces bassins traversent près de 145 états et incluent 40% de la population mondiale (WOLF *et al.*, 1999). Or les ressources en eau sont considérées par les gouvernements concernés comme des ressources vitales pour la population et les données afférentes sont très sensibles et peu partagées entre états. Ainsi, bien qu'une gestion des ressources en eau concertée à l'échelle du bassin soit primordiale pour les populations qui y vivent, celle-ci est extrêmement complexe, voire difficilement réalisable dans certains cas. Dans ce cadre, les informations fournies par la télédétection en générale et par les altimètres en particulier peuvent favoriser les échanges au niveau des gestionnaires de l'eau des différents pays.

Le bassin fluvial du Gange/Brahmapoutre en est une illustration concrète. Ce bassin est partagé par six pays, dont le Bangladesh, qui est le plus en aval puisqu'il se situe à son estuaire (voir figure 3.10). Par conséquent, près de 90% du débit qui traverse le pays provient non pas des précipitations locales mais des apports fluviaux des pays en amont. Or, à cause de l'absence d'échange de mesures en temps réel avec l'Inde, directement en amont, le Bangladesh ne dispose que de mesures des cotes d'eau et des débits à sa frontière. Celles-ci ne permettent pas de faire des prévisions à plus de trois jours sur le réseau fluvial au centre et au sud du pays. Cette fenêtre de prévision n'est pas satisfaisante pour la gestion des ressources agricoles ou pour évacuer préventivement les populations menacées par les inondations. Cependant, elle peut être élargie en ayant recours aux observations en amont (Inde) des altimètres satellitaires. Comme il s'agit d'un cadre opérationnel, il est nécessaire de disposer d'outils simples et robustes. C'est pourquoi, plutôt que d'utiliser l'assimilation de données comme dans les travaux présentés précédemment, nous avons opté pour la prévision des cotes d'eau et des débits à la frontière du Bangladesh pour une méthode statistique, bien plus simple, basées sur des mesures altimétriques en amont et des débits in situ. Dans une étude de faisabilité, nous avons pu montrer que les mesures de cotes d'eau Topex/Poseidon en Inde (voir figure 3.10) restaient corrélées sur une longue période de temps avec des mesures de débit in situ à la frontière du Bangladesh. Ainsi en décalant temporellement les mesures altimétriques et en utilisant des courbes de tarage adaptées, il est possible de prévoir le débit sur le Gange et le Brahmapoutre à la frontière entre l'Inde et le Bangladesh avec des erreurs quadratiques de l'ordre de 0,4 m pour des prévisions à 5 jours (figure 3.11) et de l'ordre de 0,6 m à 0,8 m pour des prévisions à 10 jours après la date d'acquisition des mesures par le satellite (BIANCAMARIA *et al.*, 2011b).

Au vu de ses bons résultats, il nous a semblé possible d'utiliser les données altimétriques pour aider la prévision des cotes d'eau et de des débits au Bangladesh. Cependant, l'étude de BIANCAMARIA *et al.* (2011b) n'avait pas été faite dans un cadre opérationnel et plusieurs facteurs pouvaient en limiter son application : il faut un certain délais entre l'acquisition des données et leur mise à disposition par le CNES et la NASA (environ 1 jour), ce qui rallonge le pas de temps de prédiction effectif, ces produits en « quasi-temps réel » sont moins précis que les produits finaux utilisés dans BIANCAMARIA *et al.* (2011b) et enfin il nous a fallu utiliser les mesures Jason-2, qui était la mission altimétrique opérationnelle disponible au moment de la mise en place de ce système. C'est pourquoi, sous la conduite de Faisal HOSSAIN, nous avons décidé de mener une étude pour montrer la faisabilité et la qualité d'un tel système de prévision basé sur des données altimétriques (HOSSAIN *et al.*, 2014a). La figure 3.12 présente la méthodologie utilisée pour ce système de prévision.

Les données Jason-2 ont été traitées en mode quasi-temps réel avec la collaboration de Hyongki LEE de l'université du Texas. J'ai défini la méthodologie de calcul des prévisions des débits à la frontière indo-bangladaise à partir des données altimétriques en amont (figure 3.10) avec un pas de temps effectif de 5 et 10 jours. Puis l'équipe de

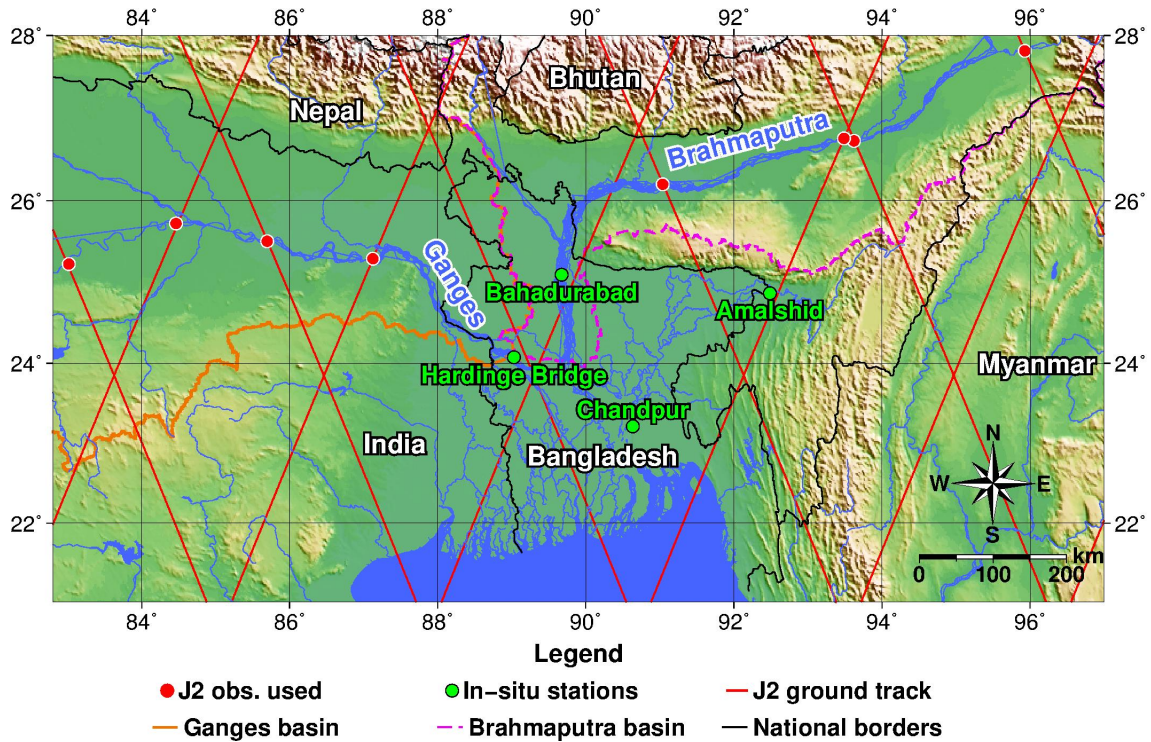


Figure 3.10 – Localisation des mesures du satellite Jason-2 en amont (points rouges) utilisées pour prévoir les cotes d'eau aux stations in situ (points verts) dans BIANCAMARIA *et al.* (2011b) et HOSSAIN *et al.* (2014a)

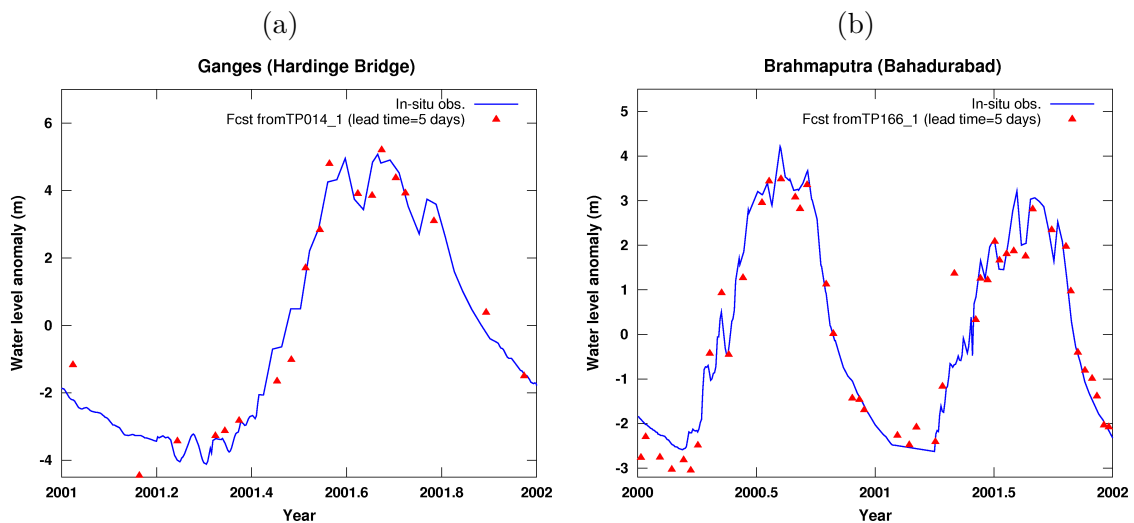


Figure 3.11 – Anomalies de cotes d'eau à Hardinge Bridge sur le Gange (a.) et à Bahadurabad sur le Brahmapoutre (b.) mesurées in situ (courbes bleues) et leurs prévisions à 5 jours (triangles rouges) obtenues en utilisant les SV (points rouges sur la figure 3.10) les plus en aval en Inde (images provenant de BIANCAMARIA *et al.*, 2011b)

Faisal HOSSAIN a utilisé ces prévisions en entrée du modèle hydrodynamique Hydrologic Engineering Center - River Analysis System (HEC-RAS) pour prévoir les hauteurs d'eau sur les principaux cours d'eau au Bangladesh, jusqu'à l'estuaire. Les comparaisons avec des mesures de terrain et de sorties de modèle ont montré que ces prévisions à cinq jours

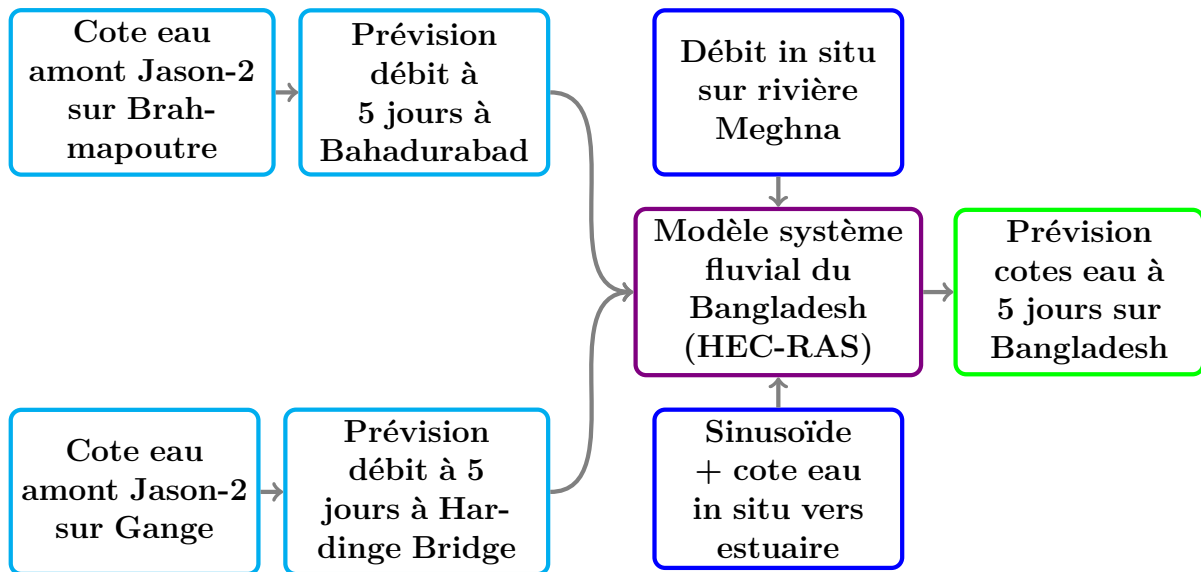


Figure 3.12 – Système de prévision des cotes d’eau et du débit au Bangladesh développé par HOSSAIN *et al.* (2014a) et basé sur l’utilisation de données Jason-2, in situ et du modèle HEC-RAS

avaient une précision de l’ordre de 0,5 à 1,5 m sur l’ensemble du réseau fluvial. Les dégradations de performances les plus importantes se situant au niveau de l’estuaire, dû à une mauvaise prise en compte de la marée (HOSSAIN *et al.*, 2014a).

Lors d’un congé sabbatique au Bangladesh de Faisal HOSSAIN en 2013, ce système opérationnel a été mise en place à l’Institute of Water Modeling (IWM), institut en charge d’établir les prévisions de hauteur d’eau au Bangladesh. J’ai collaboré à cette mise en place sous forme d’expertise scientifique (bénévole) concernant la prévision des débits à partir des côtes d’eau Jason-2. Un retour d’expérience sur ce transfert de compétence de la recherche vers l’opérationnel a été publié dans le journal « Bulletin of the American Meteorological Society » (HOSSAIN *et al.*, 2014b). L’évaluation en 2014 de ce système de prévision en parallèle avec le système de prévision « traditionnel » (basé sur un modèle semi-distribué) a montré la qualité des prévisions, bien qu’il faille encore réduire les erreurs d’une dizaine de centimètres au cours de la période de montée des eaux, pour avoir un système vérifiant les critères de qualité du Flood Forecasting and Warning Center (FFWC). Malgré ces erreurs, ce système est utilisé de manière opérationnelle en complément du système traditionnel en tant qu’outil d’aide à la décision. Il fournit de précieuses informations aux prévisionnistes comme fin août 2014, où il a permis de montrer qu’une crue sur le Brahmapoutre allait durer plus longtemps que prévu par les modèles. Grâce à ces prévisions, l’alerte inondation a pu être maintenue le temps nécessaire. Cet événement a convaincu définitivement l’IWM et le FFWC de l’utilité de ce système. Les prévisions basées sur l’altimétrie sont désormais disponibles en ligne sur le site du FFWC (<http://ffwc.gov.bd/index.php/hydrograph/jason-2-satellite-based-forecast>).



### 3.3.2 Apports des données altimétriques pour les gestionnaires de bassins transfrontaliers

Ainsi, les données altimétriques peuvent s'avérer très utiles pour la prévision des cotes d'eau et débits dans certains bassins transfrontaliers. De manière générale, elles permettent d'observer et quantifier les flux et stocks d'eau du bassin, informations essentielles pour les gestionnaires. Mais afin de mieux cerner l'apport potentiel de ces observations, il est nécessaire de connaître le besoin, les attentes et l'utilisation actuelle et envisageable de ces données par les gestionnaires. C'est ce que nous avons fait dans le cadre d'un stage de Master 2 Politiques Environnementales et Pratiques Sociales en Sociologie, effectué au LEGOS de mars à juillet 2013, par Séverin CALMETTES que j'ai co-encadré. Ce stage visait à estimer l'apport de SWOT pour la gestion des bassins transfrontaliers et a été co-encadré avec Jean-François CRÉTAUX du LEGOS, Didier BUSCA du Centre d'Étude et de Recherche Travail Organisation Pouvoir (CERTOP) (sociologue) et Sylvia BECERRA de Géosciences Environnement Toulouse (GET) (sociologue). Les principales questions auxquelles nous souhaitions répondre avec cette étude étaient les suivantes : quelles sont les mesures les plus pertinentes de la ressource en eau dans le contexte spécifique des bassins transfrontaliers ? Quel rôle peuvent jouer les données spatiales de type SWOT dans l'aide à la gestion commune de ces ressources par l'ensemble des pays impliqués ?

Pour répondre à ces questions, Séverin CALMETTES a mené des enquêtes téléphoniques auprès de gestionnaires de bassins transfrontaliers sur leurs besoins en données et pour avoir leur retour sur les utilisations potentielles de SWOT. Le choix des bassins s'est fait sur deux critères principaux : éviter d'avoir à faire des entretiens dans de trop nombreuses langues différentes (avec de préférence au moins un pays francophone) et la possibilité de trouver des contacts via les relations des porteurs du projet. Pour ces raisons, nous avons choisi les bassins du Rhin (la France étant l'un des pays de ce bassin transfrontalier) et de l'Amazone (forte implication du GET et du LEGOS sur ce bassin), bien que ces bassins soient peu conflictuels. Les entretiens se sont fait dans la langue des personnes interviewées. En tout, Séverin CALMETTES a réalisé 24 entretiens téléphoniques (10 sur l'Amazone, 14 sur le Rhin), répartis sur 9 pays, avec l'aide de trois traductrices (dont l'une était sociologue). Les profils des personnes interrogées étaient très diversifiés, puisqu'il y a eu des gestionnaires, des hydrologues/ingénieurs et des chercheurs appartenant à des agences de l'eau, à des services nationaux et internationaux de gestion/planification des ressources en eau et/ou de gestion des réseaux de mesure.

L'analyse des entretiens a permis de dégager un ensemble de points clés pour l'étude des bassins transfrontaliers par télédétection et la diffusion des données auprès des gestionnaires (CALMETTES, 2013). Il a été évoqué l'aspect novateur des données SWOT, qui seront obtenues de manière indépendante des systèmes de mesure nationaux. Ces mesures satellitaires seront acquises et distribuées de manière homogène entre l'amont et l'aval (contrairement aux mesures in situ faites par différents pays). Enfin, elles fourniront un

point de vue complémentaire sur la ressource (il est évident que les mesures altimétriques nadir et à fauchée ne remplaceront jamais les mesures in situ). Plus précisément, les entretiens ont permis de dégager les points suivants :

- Sur le bassin du Rhin, bien instrumenté et avec une forte collaboration entre les pays et les instituts, les données SWOT, trop peu résolues, ne semblent pas pouvoir être d'une grande aide. Les gestionnaires ont aussi peu l'habitude des données spatiales.
- Sur le bassin de l'Amazone, étant donné l'étendue du bassin, la couverture très inégale des réseaux de mesures et l'absence de collaboration due au manque de mesures (et pas à cause d'un manque de volonté), les données SWOT semblent répondre à un réel besoin.
- La couverture spatiale et temporelle, ainsi que le délai de mise à disposition des données et la courte durée de vie de la mission (de 3 ans à 5 ans) va toutefois poser des problèmes pour une application opérationnelle.
- L'utilisation et l'application des données vont dépendre des enjeux locaux/ régionaux et il va être nécessaire de prendre en compte les aspects institutionnels spécifiques à chaque bassin.
- Les gestionnaires n'utiliseront pas directement les produits SWOT de niveau 2. Une chaîne d'acteurs sera nécessaire afin de faire passer l'instrument d'observation qu'est SWOT à un outil de gestion. Cette chaîne (liant les scientifiques exploitant les données aux gestionnaires) n'existe pas à l'heure actuelle.
- La mise à disposition seule des données sur internet ne suffira pas pour assurer leur utilisation. Il sera nécessaire de s'assurer que ces données seront présentes sur des plateformes de production, d'échange et de communications de données provenant de plusieurs types de capteurs, afin d'augmenter leur visibilité.
- Il y a une forte demande de formations, afin que les organismes de production de données puissent renforcer leurs compétences et que les utilisateurs puissent exploiter au mieux les données.
- Les données SWOT, par leur couverture globale, pourront améliorer la compréhension de l'hydrologie, montrer les dépendances entre les pays, éclairer les gestionnaires, mettre en évidence le caractère limité de la ressource en eau (évoqué pour le cas de l'Amazone) et participer à l'aboutissement concerté de plusieurs projets.

Ainsi, ce stage a mis en évidence l'intérêt et le fort potentiel des données satellitaires en général et des données SWOT en particulier, ainsi que leurs limitations, pour les bassins transfrontaliers. En particulier, l'absence d'organisme ou d'entreprise permettant de faire le transfert direct entre la recherche et les gestionnaires est particulièrement frappante. De plus, les besoins en formation et de faire des produits spécifiques pour chaque bassin et de les mettre à disposition sur des plateforme *ad hoc*, me semblent très importants à prendre en compte.



## 3.4 Conclusions et perspectives du chapitre

Ce chapitre a permis de montrer différentes façon de combiner des observations altimétriques, des données in situ et des modèles pour obtenir des estimations des cotes d'eau et du débit fluvial journalier. Des techniques d'assimilation ont permis de montrer l'apport de l'altimétrie à fauchée (SWOT) et nadir pour corriger les paramètres et réaliser des « réanalyses » sur plusieurs années du débit sur le bassin de l'Amazone avec le modèle ISBA-CTRIP (section 3.2). En particulier, des produits de débit dérivés des mesures altimétriques seraient particulièrement adaptés pour l'assimilation dans des modèles hydrologiques globaux. Ces résultats émanent du travail de thèse de Charlotte EMERY, qui est la première étudiante que j'ai encadrée. L'assimilation de données altimétriques dans des modèles hydrologiques globaux est une thématique en plein essor et, pour le moment, seulement quelques groupes de recherche de par le monde développent ce type d'approche, comme par exemple à l'université de Princeton (FISHER, 2018) ou à l'université de Tokyo (REVEL *et al.*, 2018).

D'autre part, j'ai aussi participé à des travaux qui ont montré l'apport de l'altimétrie pour faire de la prévision de débits et de cotes d'eau sur un bassin transfrontalier, le Gange/Brahmapoutre. L'apport des données spatiales pour des enjeux sociétaux forts (prévision d'inondation et protection des populations impactées) est incontestable, d'autant plus dans le cadre des bassins transfrontaliers qui peuvent manquer cruellement de données de terrain. C'est pourquoi il est essentiel de continuer les recherches dans cette direction et la communauté scientifique spécialisée dans l'hydrologie et la télédétection est très active dans ce domaine et mes recherches y contribuent.

Les champs à investiguer et les pistes d'améliorations sont multiples, que ce soit sur les techniques d'assimilation, la meilleure quantification des erreurs d'observation ou de modélisation. Mais un grand défi qui nous attend est la multiplication importante des observations satellites, que ce soit avec les altimètres nadirs actuels (il a 7 altimètres radars en orbite et un lidar), les satellites « Sentinel » du programme Copernicus (imageurs optiques, imageurs SAR, deux altimètres radars nadir) et évidemment le lancement prochain de la mission SWOT. L'utilisation combinée de ces missions est un véritable défi, à la fois pour le calcul du débit, mais aussi pour estimer la variabilité de l'ensemble des stocks d'eau sur les continents.

# Chapitre 4

## Dynamique des eaux continentales et liens avec les précipitations

### 4.1 Introduction

Le chapitre 3 a montré quelques utilisations de l’altimétrie satellitaire pour estimer le débit de grands fleuves tropicaux (Amazone et Gange/Brahmapoutre). Dans ce chapitre, je vais m’intéresser plus largement à la variabilité décennale des stocks d’eau de surface et leur observation par satellite. Ceci permettra d’aborder l’ensemble des questions scientifiques présentées dans la section 1.2. En particulier, je présenterai une étude menée sur le bassin du Mékong, en Asie du Sud-Est.

Au sein d’un bassin versant, l’eau peut être stockée en surface (dans les lacs et/ou réservoirs, dans le système fluvial, ainsi que dans le manteau neigeux) et dans le sol (à la fois dans les zones non saturées en eau du sol et dans les aquifères). Il est très difficile d’avoir une estimation des variations de volume d’eau dans ces différents « compartiments » de la partie continentale du cycle de l’eau et les données satellitaires sont un précieux moyen d’observation pour les estimer. Dans ce chapitre, je vais me concentrer sur les eaux de surface du bassin versant du Mékong (présenté à la section 4.2), puis je montrerai comment les données satellitaires nous ont permis de mieux quantifier, sur près de 25 ans, les variations de volume d’eau du lac Tonle Sap, qui se situe dans ce bassin et qui est le plus grand lac d’Asie du Sud-Est (section 4.3). Enfin, j’étudierai, d’une part, les liens entre les variations de volume de ce lac et le forçage atmosphérique (section 4.4) et, d’autre part son influence sur le débit du fleuve Mékong près de son delta (section 4.5).

Cette étude a bénéficié du travail de plusieurs stagiaires de niveau M1 (Mélania AUMONT, Pauline AZEMA, Émilie BERNARD et Léonie GALENON) et de niveau M2/fin d’école d’ingénieur (Anne-Sophie LELEU et Roïya SOUISSI), que j’ai co-encadrés avec Frédéric FRAPPART, Fabien BLAREL et/ou Denis BLUMSTEIN. De plus, cette étude

a aussi bénéficié de collaborations avec les travaux de thèse (que je n'ai pas encadrés) de Cassandra NORMANDIN, encadrée par Frédéric FRAPPART et Bertrand LUBAC du laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) et Binh PHAM-DUC, encadré par Catherine PRIGENT et Felipe AIRES au Laboratoire d'Études du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique et en Atmosphères (LERMA).

## 4.2 Bassin du Mékong et lac Tonle Sap

Le bassin versant du Mékong (polygone rouge sur la figure 4.1) se situe en Asie du Sud-Est, couvre près de  $800\,000\text{ km}^2$  et se jette dans la mer de Chine. D'après la base de données du GRDC, c'est le 6<sup>ème</sup> plus grand fleuve mondial de par son débit (dont la moyenne annuelle est de  $13\,200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ). Le climat est tropical, marqué par une saison sèche de Novembre à Avril et une saison humide de Mai à Octobre (KUMMU *et al.*, 2014). Il s'agit d'un bassin transfrontalier traversant 6 pays (Chine, Birmanie, Thaïlande, Laos, Cambodge et Vietnam), abritant 60 millions de personnes dans la partie basse du bassin. Un organisme intergouvernemental de gestion du bassin (regroupant les gouvernements du Cambodge, du Laos, de la Thaïlande et du Vietnam), appelé la Mekong River Commission (MRC), a pour objectif de gérer les ressources en eau partagées et promouvoir le développement durable du bassin ([www.mrcmekong.org/mekong-basin](http://www.mrcmekong.org/mekong-basin)). Malgré la forte collaboration entre les états sur leur politique de l'eau, via le dynamisme de la MRC et la mise à disposition de mesures in situ le long du Mékong, l'obtention d'informations hydrologiques sur le long terme et de manière pérenne n'est pas toujours possible sur ce bassin, pour diverses raisons.

Dans le bas Mékong, au Cambodge, se situe le lac Tonle Sap, dont le bassin versant représente 10% du bassin du Mékong (polygone noir sur la figure 4.1). Il s'agit non seulement du plus grand lac et zone humide du bassin, mais aussi de toute l'Asie du Sud-Est. Il a un fonctionnement hydrologique et hydraulique complexe, puisqu'en période de baisse des eaux le lac alimente le fleuve Mékong, ce qui représente plus de 80% des pertes de volume du lac sur cette période (MRCS/WUP-FIN, 2007 ; KUMMU & SARKKULA, 2008). Par contre, en période de montée des eaux, il y a une inversion de la pente de la rivière Tonle Sap, qui connecte le lac au cours principal du Mékong. Au cours de cette période, quasiment 60% des apports d'eau vers le lac proviennent du Mékong, les autres rivières se jetant dans le lac correspondant à 30% des apports et les précipitations à un peu plus de 10% (MRCS/WUP-FIN, 2007 ; KUMMU & SARKKULA, 2008). Ce lac joue donc un rôle important pour le bassin du Mékong et interagit directement avec le débit du Mékong, près de l'exutoire du fleuve. Il est essentiel de pouvoir fournir des observations de ses variations de volume et étudier son interaction avec les précipitations et avec le débit du Mékong. Ceci permettra de mieux comprendre et quantifier les flux d'eau sur

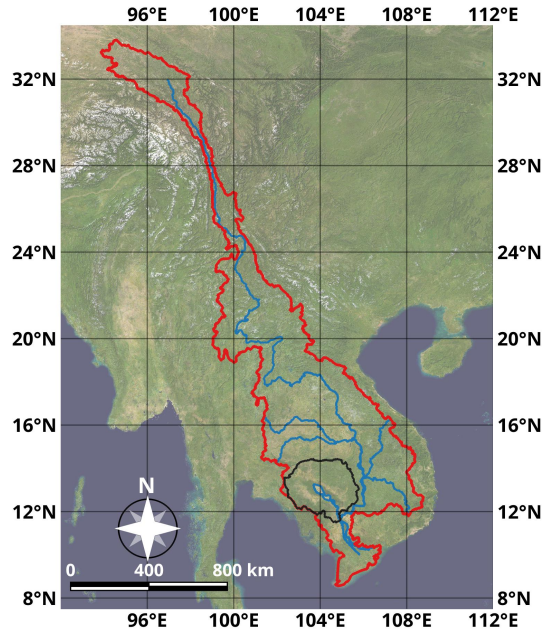


Figure 4.1 – Bassins versants du Mékong (en rouge) et du Tonle Sap (en noir). Les polygones des bassins proviennent de GASSERT *et al.* (2014). L'image de fond correspond au NASA MODIS « Blue Marble Next Generation image » (STÖCKLI *et al.*, 2005)

le bassin, ainsi que l'apport d'eau douce du fleuve vers la mer de Chine. D'autre part, le Tonle Sap a une grande importance socio-économique pour la région, puisque plus d'1 million de personnes dépendent des ressources naturelles offertes par le lac (KUMMU & SARKKULA, 2008).

### 4.3 Calcul des variations de volume du lac sur 25 ans

Des mesures in situ de cote d'eau (et encore moins des mesures de bathymétrie du lac) qui permettraient de calculer les variations de volume du lac ne sont pas disponibles, au moins publiquement. Il existe quelques études (par exemple KUMMU *et al.*, 2014; KUMMU & SARKKULA, 2008; TANGDAMRONGSUB *et al.*, 2016) qui ont estimé ces variations, soit en se basant sur des modèles, soit sur des combinaisons de données de télédétection et de MNT. Mais elles ont été menées sur des périodes de moins de 15 ans et sans mesure directe des cotes d'eau. L'objectif de cette étude est donc d'estimer la variabilité du stock d'eau du lac sur plus de 20 ans, en se basant uniquement sur des mesures satellitaires (cotes d'eau par altimétrie et masque d'eau estimé via des images MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)), puis d'analyser les causes possibles de cette variabilité (FRAPPART *et al.*, 2018). La figure 4.2 présente les grandes lignes de la méthodologie utilisée.

Les cotes d'eau du lac ont été calculées en combinant les mesures des satellites Topex-Poseidon, ERS-2, Envisat, Jason-1, Jason-2, Saral et Jason-3 sur leurs orbites no-

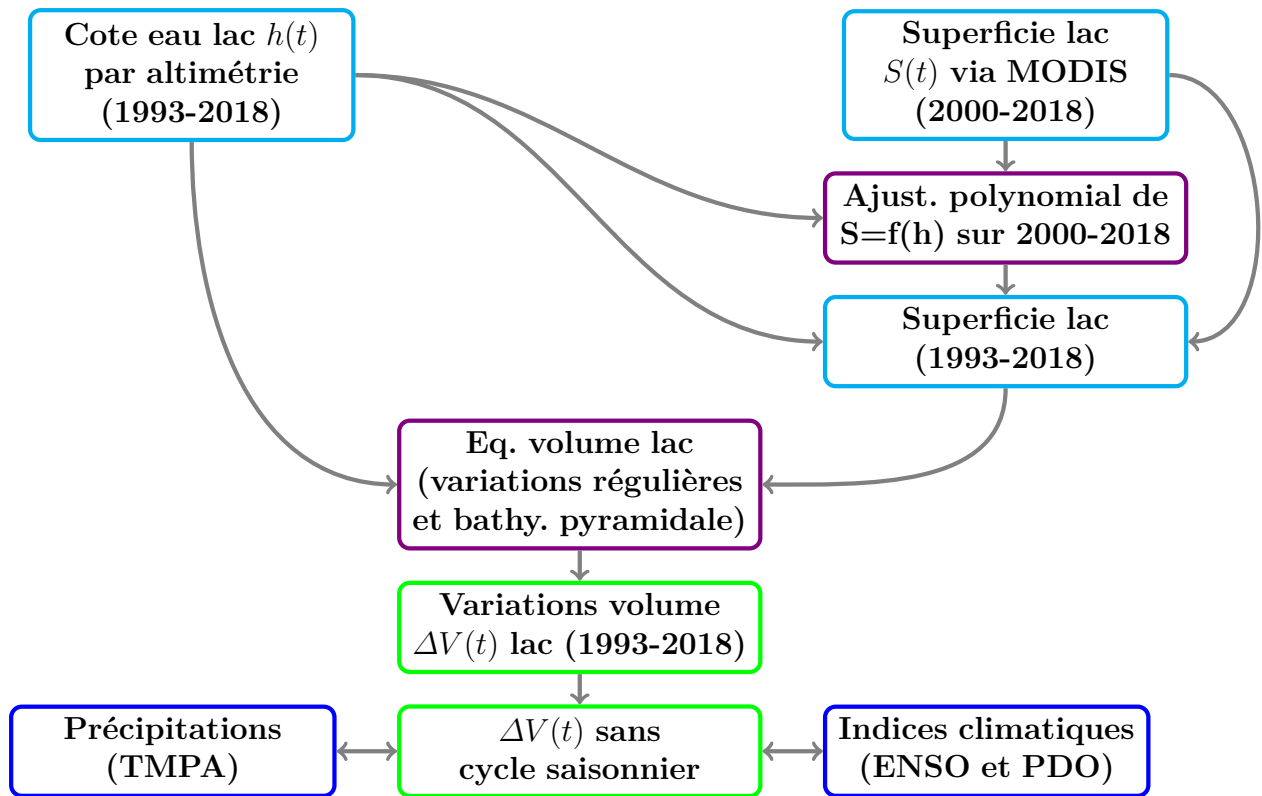


Figure 4.2 – Diagramme de la méthodologie utilisée par FRAPPART *et al.* (2018) pour calculer les variations de volume du lac Tonle Sap et les interpréter

minales respectives (voir la section 2.2.2 pour plus de détails sur ces orbites). Le retracker Ice-1 a été utilisé pour chaque satellite. Nous avons ainsi pu obtenir une série temporelle des cotes d'eau du lac allant de janvier 1993 jusqu'à maintenant, soit plus de 25 ans de données.

La figure 4.3 présente les traces de l'orbite nominale Envisat (2 traces) et de l'orbite nominale Jason (1 trace) utilisées pour faire cette série. Les deux traces Envisat sont toutes les deux situées sur la partie Sud-Est du lac. La trace Jason, quant à elle, est située à l'embouchure du lac, à la connexion entre le lac et la rivière Tonle Sap. Aux hautes eaux, le lac s'étend jusqu'à la SV Jason, par contre, aux basses eaux, la SV se situe sur la rivière Tonle Sap.

La figure 4.4a compare les séries temporelles Envisat et Jason-2 sur la période commune (entre mi-2008 et 2010). Il y a un très bon accord entre les deux séries. En particulier, elles sont quasiment identiques pendant les hautes eaux. Par contre, aux basses eaux, elles sont légèrement décalées, la série Jason-2 étant en avance de phase par rapport à celle d'Envisat. A priori, cela pourrait être dû à un phénomène hydraulique : aux basses eaux, la SV Jason-2 observe les variations de cote d'eau de la rivière, qui peut avoir une dynamique plus forte que le lac, à cause du changement de la géométrie d'écoulement (en particulier de largeur). Cette différence est d'autant plus visible sur la figure 4.4b, qui représente le nuage de point de la série Envisat en fonction de la série Jason-2. Pour les

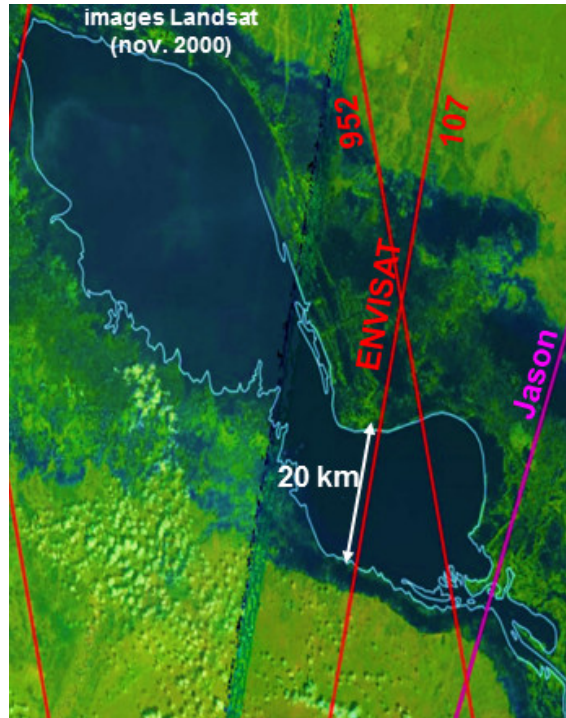


Figure 4.3 – Orbites nominales Envisat (rouge) et Jason (magenta) utilisées pour calculer les variations de volume du lac Tonle Sap (arrière plan : images Landsat, Novembre 2000)

hautes eaux (cotes supérieures à 9 m), les points sont alignés sur la droite  $y=x$ , par contre plus les cotes d'eau sont basses, plus les points ont tendance à s'en écarter. Cet effet peut être corrigé soit en appliquant une correction fonction de la cote d'eau (importante pour les cotes d'eau faible et diminuant lorsque les cotes d'eau augmentent). J'ai opté pour une solution simple qui se base sur un décalage temporel des faibles cotes d'eau :

- pour les cotes d'eau  $< 5.5$  m, les données Jason-2 sont décalées de 8 à 9 jours ;
- pour les cotes  $> 5.5$  m, les données Jason-2 sont décalées de 2 jours

Le résultat de cet ajustement très simple est montré sur la figure 4.5 et permet d'avoir un meilleur accord entre les séries temporelles Jason-2 et Envisat. Cette correction a été appliquée à toutes les missions sur l'orbite nominale Jason. Enfin, le biais entre les missions a été corrigé grâce aux périodes de recouvrement entre les missions (la série de référence choisie correspond à la série Envisat sur la trace 107).

La superficie du lac, quant à elle, a été estimée en utilisant les images à 500 m du capteur MODIS, embarqué à bord des satellites Terra (lancé en décembre 1999) et Aqua (lancé en mai 2002). En particulier, les images composites à 8 jours ont été utilisées pour minimiser les trous d'observation dus aux nuages. Les masque d'eau du lac ont été calculés via l'algorithme proposé par SAKAMOTO *et al.* (2007) et simplifié par NORMANDIN *et al.* (2018), basé sur les indices Enhanced Vegetation Index (EVI) et Land Surface Water Index (LSWI), voir FRAPPART *et al.*, 2018 pour plus de détails. Les séries temporelles des cotes d'eau altimétriques et de la superficie du lac sont fortement corrélées ( $R^2 = 0,99$ ) et une relation polynomiale d'ordre 2 permet de prolonger la série temporelle de superficie du



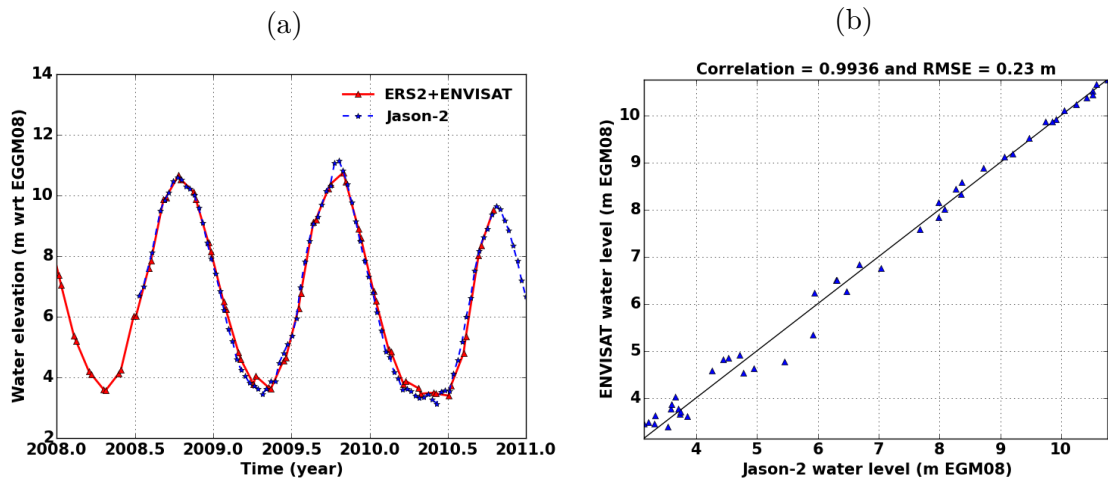


Figure 4.4 – Comparaison entre les cotes d'eau Envisat (en rouge) et Jason-2 (en bleu) en fonction du temps sur le lac Tonle Sap (a.) et nuage de points entre ces séries temporelles, avec la droite  $y=x$  en noir (b.)

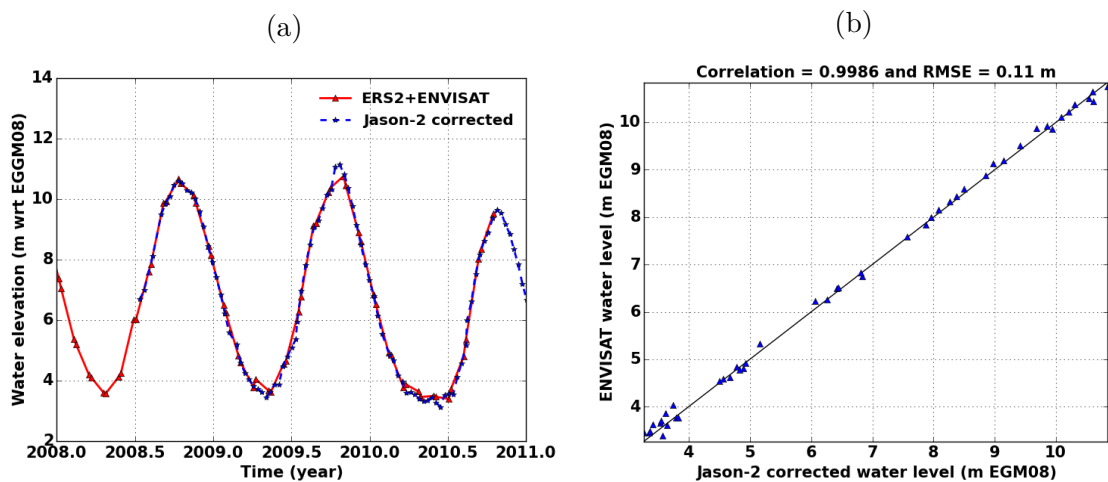


Figure 4.5 – Comparaison entre les cotes d'eau Envisat (en rouge) et celles de Jason-2 corrigées (en bleu) en fonction du temps sur le lac Tonle Sap (a.) et nuage de points entre ces séries temporelles (b.)

lac avant 2000 et ainsi obtenir une série temporelle de surface du lac sur la même période que celle de la série de cote d'eau.

La variation de volume d'eau du lac entre deux pas de temps consécutifs est calculée en utilisant l'équation 4.1. Finalement, cette équation est intégrée temporellement afin d'obtenir la variation de volume du lac par rapport à sa cote d'eau la plus faible observée par altimétrie.

$$\Delta V(t) = \frac{(h(t) - h(t-1)) \cdot (S(t) + S(t-1) + \sqrt{S(t) \cdot S(t-1)})}{3} \quad (4.1)$$

La figure 4.6 présente les résultats ainsi obtenus (séries temporelles de cotes d'eau, superficies et variations de volume du lac de 1993 à 2017). L'amplitude maximum des cotes d'eau, de la superficie et du volume du lac sur toute la période sont de 9,5 m, 11 400 km<sup>2</sup> et 105 km<sup>3</sup>, respectivement. Cette estimation est en accord avec les études précédentes, puisque le coefficient de corrélation et l'EQM avec l'estimation réalisée par KUMMU & SARKKULA (2008) sur la période 1997/2005 sont de 0,95 et 12 km<sup>3</sup> (19%), respectivement. La série temporelle de variations de volume que l'on a calculée est la plus longue disponible pour le Tonle Sap sur la période actuelle (au vu de la littérature scientifique disponible) et permet d'avoir un recul sur près de 25 ans. On peut ainsi identifier les années particulièrement sèches et celles particulièrement humides. Dans cette étude, nous avons déterminé ces événements « extrêmes » comme étant les années pour lesquelles le volume annuel du lac est supérieur à 0,75 fois le volume annuel maximum sur toute la période (inondations importantes) ou inférieur à 1,25 fois le volume annuel minimum sur toute la période (sécheresses importantes). Les moyennes annuelles sont réalisées sur l'année hydrologique (de Novembre à Octobre). Avec cette définition, les années 2011, 2000, 2002 et 2001 (par ordre décroissant d'importance) ont connues des inondations particulièrement importantes. A contrario, les années 2015, 1998 et 2016 (par ordre décroissant de sévérité) ont été particulièrement sèches.

## 4.4 Liens entre les variations de volume et le forçage atmosphérique

La série temporelle de variations de volume du lac (figure 4.6) présente une forte variabilité interannuelle. Ces variations dépendent évidemment fortement de la variabilité des précipitations sur le bassin versant. Nous avons donc investigué le lien entre ces variations de volume, les précipitations et les principales oscillations climatiques qui influencent la région.

Pour effectuer la comparaison, l'Indice Standardisé d'Anomalie de Précipitations (ISAP), ou Standardized Precipitation Anomaly Index (SPAI) en anglais (LAMB, 1982),



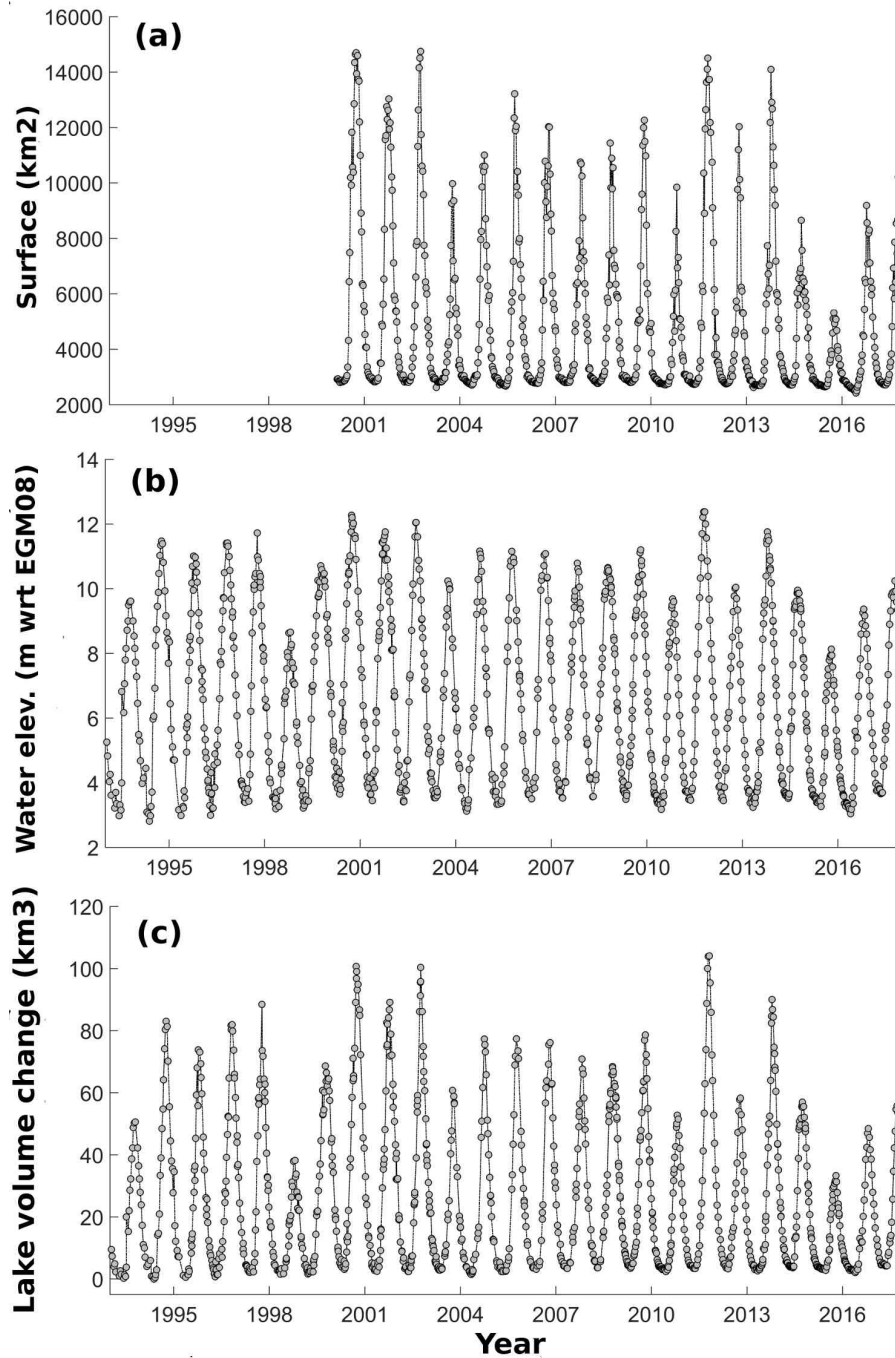


Figure 4.6 – Cote d'eau (a.), superficie (b.) et variation de volume (c.) du lac Tonle Sap, en fonction du temps, calculés à l'aide de la méthodologie décrite sur la figure 4.2 (image provenant de FRAPPART *et al.*, 2018)

a été calculé en utilisant l'équation 4.2 à partir du produit de précipitation TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) 3B43 v7 (HUFFMAN *et al.*, 2007), qui a une résolution spatiale de  $0,25^\circ$ . L'ISAP a été calculé à la fois pour le bassin versant du lac Tonle Sap et pour l'ensemble du bassin du Mékong. Les moyennes annuelles sur l'année hydrologique ont été calculées à la fois pour les précipitations et pour la variation de volume, en enlevant au préalable le cycle saisonnier moyen sur la période d'étude.

$$IAPS(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{R(i, t) - \langle R(i, \tau) \rangle_{\tau \in T}}{\sigma (R(i, \tau))_{\tau \in T}} \quad (4.2)$$

avec :  $t$  l'année hydrologique,

$n$  le nombre total de pixels dans le bassin,

$R$  les précipitations moyennes sur l'année hydrologique,

$T$  la période d'étude (soit [1993, 2017]),

$\langle \rangle$  la moyenne temporelle sur  $T$ ,

$\sigma$  l'écart-type sur  $T$

Le coefficient de corrélation entre l'ISAP et la moyenne annuelle des variations de volume du lac est de 0,61 lorsque l'ISAP est calculé seulement sur le bassin versant du Tonle Sap, alors qu'il passe à 0,77 lorsque l'ensemble du bassin du Mékong est considéré. Cette meilleure corrélation avec les précipitations sur l'ensemble du bassin versant du Mékong s'explique par le fait que le Mékong alimente le lac en période de hautes eaux. De plus, d'après le produit TMPA, il y a bien eu un excédent important de précipitations en 2000, 2001 et 2011, expliquant les inondations importantes ces années-là. De même, d'après le produit TMPA, un déficit important de précipitations en 1998, 2010 et 2015 expliquent les faibles volumes du lac pour ces années. Par contre, ce jeu de précipitations ne permet pas d'expliquer l'inondation de 2002 (léger excédent de précipitation, mais proche de la normale), ni le faible volume de 2016 (les précipitations étaient légèrement sous la normale). Comme les années précédentes de ces deux événements étaient soit une année avec de fortes inondations (2001), soit très sèche (2015), nous supposons que les événements de 2002 et 2016 sont dû à un effet « mémoire » du lac. En effet, une année avec des précipitations légèrement inférieures à la normale, mais précédée par une année très sèche et qui a connu une faible variation de volume du lac, devrait elle aussi avoir une faible variation de volume du lac (puisque le niveau initial du lac cette année-là était bas, ce qui devait aussi être le cas pour la nappe connectée, les précipitations n'ont pas pu compenser ces faibles niveaux initiaux). Inversement, début 2016 le volume du lac (et probablement de la nappe connectée) en début d'année hydrologique était relativement haut à cause des inondations importantes de 2015, donc même si les précipitations n'étaient pas excessives par rapport à la normale, elles ont tout de même provoqué d'importantes inondations.

Comme les variations de précipitations sont modulées par les oscillations climatiques, ces dernières vont forcément influencer, dans une certaine mesure, les variations de volume du lac. Les principales oscillations climatiques affectant la région sont : l'El Niño Southern Oscillation (ENSO) et la Pacific Decadal Oscillation (PDO) (RÄSÄNEN & KUMMU, 2013). Nous avons donc comparé les anomalies annuelles de volume d'eau du lac à l'indice ENSO 3.4 (RAYNER, 2003) moyenné de décembre à février et à l'indice PDO (MANTUA *et al.*, 1997) moyenné de Novembre à Mars. Les périodes sur lesquelles

ces indices sont moyennés ont été choisies car elles donnent les meilleures corrélations avec l'anomalie de volume du lac, soit -0.64 pour ENSO 3.4 et -0.61 pour PDO. Cette comparaison est en accord avec les résultats obtenus par RÄSÄNEN & KUMMU (2013). Ainsi, comme sur l'ensemble du bassin du Mékong, il semblerait que les sécheresses sévères du lac soient liées à des événements ENSO forts, tandis que les inondations sévères semblent principalement liées à des événements La Niña forts renforcés par des périodes où la PDO est aussi forte. Ces relations entre les événements extrêmes sur le lac et ces indices climatiques pourraient s'expliquer par le fait que les oscillations ENSO et PDO pendant les mois d'hiver influenceraient les précipitations et évaporations sur les océans pendant cette période, qui elle-même vont influencer sur la mousson du printemps/été qui suit. Enfin, cette dernière pilote à son tour les variations importantes de volume du lac.

Pour résumer, cette étude a permis de reconstituer une estimation des variations de volume du lac Tonle Sap sur près de 25 ans. Le lien avec le forçage atmosphérique (notamment les oscillations climatiques ENSO et PDO) et l'effet « mémoire » du volume du lac permettent d'expliquer en grande partie la forte variabilité interannuelle du volume du lac. Évidemment, il reste encore beaucoup de questions à étudier pour affiner notre connaissance du bas Mékong. Notamment, on peut s'interroger sur l'impact anthropique direct, via les barrages et les rizicultures, sur l'hydrologie du bassin. D'autre part, même si cela n'a pas été mentionné dans cette section, il existe des différences entre la sécheresse causée par l'El Niño de 1998 et celle due à l'événement de 2015. Pour mieux caractériser et comprendre ces différences, il est nécessaire d'avoir une approche interdisciplinaire avec des atmosphériciens.e.s.

## 4.5 Variations de volume du lac et débits du Mékong

Le lac Tonle Sap se situant dans le bas Mékong, près du delta, il joue un rôle important dans la régulation du débit du Mékong et donc de l'apport d'eau douce dans la mer de Chine méridionale. En effet, étant donné les faibles pentes de la plaine alluviale du bas Mékong, la rivière Tonle Sap, qui relie le lac et le cours principal du Mékong, connaît une inversion de son écoulement pendant les périodes de transition entre les hautes et les basses eaux. Ainsi, comme décrit à la section 4.2, aux hautes eaux le Mékong alimente le lac, alors qu'aux basses eaux c'est le lac qui se déverse partiellement dans le Mékong, comme illustré sur la figure 4.7. La figure 4.7a présente la localisation de deux stations de jaugeage sur le cours principal du Mékong, Kompong Cham (sur le bas Mékong, mais en amont de la confluence entre le fleuve et la rivière Tonle Sap) et Chroy Chang Var (juste en aval de la confluence), dont les séries de débit de 1960 à 2002 m'ont été envoyées par la MRC. Entre l'amont et l'aval de la confluence, le débit maximum peut être quasiment divisé par deux (figure 4.7b). Bien sûr, une partie de l'eau va se retrouver dans le lit majeur du Mékong, mais une certaine partie va aussi alimenter le lac (MRCS/WUP-

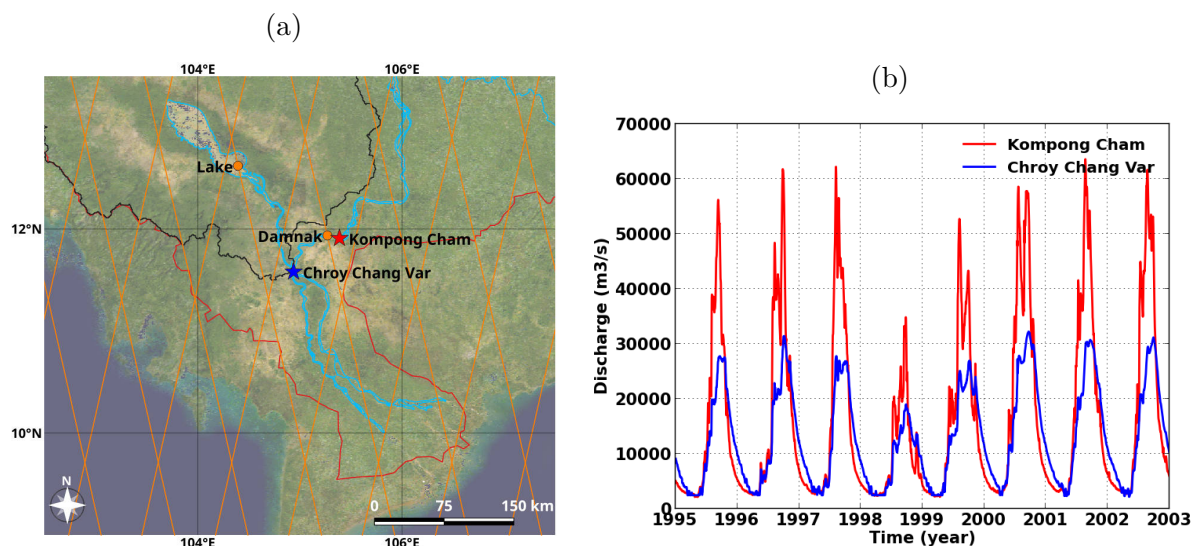


Figure 4.7 – (a.) Carte des stations de jaugeage de débit (étoiles) sur le cours principal du bas Mékong obtenues auprès de la MRC, ainsi que les traces de l’orbite nominale Envisat/ERS-2/Saral (lignes orange) et deux SV (points oranges). (b.) Séries temporelles des débits de ces deux stations de jaugeage entre 1995 (début d’ERS-2) et 2002 (fin des séries temporelles envoyées par le MRC)

FIN, 2007; KUMMU & SARKKULA, 2008). La différence entre les deux séries de débit traduit donc le stockage d’eau dans les plaines d’inondation du Mékong, dans le lac et les pertes par évaporation et percolation dans le sol. En période de baisse des eaux, le lac et les autres plaines d’inondation alimentent le fleuve en aval, ce qui explique la décroissance plus lente du débit à Chroy Chang Va qu’à Kompong Cham durant cette période.

Comme la série in situ de débit à Chroy Chang Var envoyée par la MRC s’arrête en 2002, j’ai cherché à prolonger cette série après cette date, afin de caractériser sur les dernières décennies l’apport d’eau douce du Mékong vers la mer de Chine (Chroy Chang Var étant à moins de 300 km du littoral, juste en amont du delta). J’ai adopté une approche similaire à celle utilisée sur le Gange/Brahmapoutre (voir section 3.3.1) pour reconstituer le débit, mais en tenant compte de l’impact du lac, pour lequel nous avons près de 25 ans de données. Pour ce faire, j’ai calculé les courbes de tarage pour les deux SV Envisat indiquées par des points oranges sur la figure 4.7a, entre les cotes d’eau altimétriques et le débit in situ à Chroy Chang Var. Tout comme sur le Gange/Brahmapoutre, il a fallu calculer un déphasage temporel entre les cotes altimétriques et le débit in situ pour maximiser le coefficient de corrélation et minimiser l’EQM. Assez logiquement, les cotes d’eau Envisat à Damnak sont en avance de phase par rapport au débit en aval à Chroy Chang Var. C’est un déphasage de 10 jours qui donne le meilleur résultat (coefficient de corrélation de 0.95), ce qui signifie que les cotes d’eau à Damnak varient 10 jours avant le débit à Chroy Chang Var. Comme Damnak et Chroy Chang Var sont distants d’environ 70 km, ce déphasage correspondrait à une vitesse moyenne de l’écoulement d’environ  $0,08 \text{ m.s}^{-1}$  (cette valeur est évidemment purement théorique et qualitative étant donné

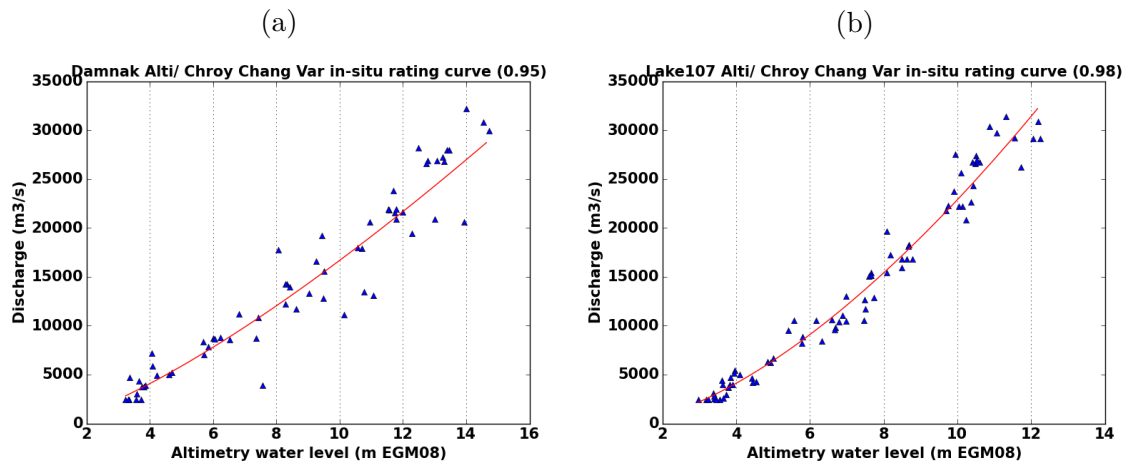


Figure 4.8 – (a.) Courbe de tarage entre le débit in situ à Chroy Chang Var et les cotes d’eau Envisat à Damnak retardées de 10 jours. (b.) Courbe de tarage entre le débit in situ à Chroy Chang Var et les cotes d’eau Envisat sur le lac Tonle Sap avancées de 22 jours

les approximations faites et la méthode utilisée). Cependant le nuage de point entre les débits in situ et les cotes altimétriques est assez dispersé (voir figure 4.8a), l’erreur sur le débit associée à cette courbe de tarage sera donc importante. La courbe de tarage entre les cotes d’eau du lac et le débit donne de meilleurs résultats lorsque les cotes d’eau du lac sont avancées de 22 jours (les variations de cotes d’eau sur le lac se produisent 22 jours après celles du débit à Chroy Chang Var), comme le montre la figure 4.8b. L’étude des mesures ERS-2 et Envisat sur l’ensemble du bas Mékong (fleuve, lac, rivières et plaines d’inondation associées) montre d’ailleurs que sur le haut du bas Mékong (vers 13°N) le maximum des hautes eaux sur la période 1995/2010 a lieu vers Août, tandis que plus en aval vers Damnak ce maximum a lieu en Septembre, alors qu’il a lieu en Octobre sur le lac Tonle Sap, illustrant le sens de l’écoulement dans le bas Mékong pendant les hautes eaux. Une conséquence inattendue de cet écoulement est la possibilité de prolonger la série temporelle des débits à Chroy Chang Var en utilisant la courbe de tarage (courbe rouge) de la figure 4.8b et les cotes d’eau multimission du lac, comme illustrée sur la figure 4.9. L’EQM entre le débit in situ et le débit ainsi estimé est de 17% du débit in situ.

## 4.6 Conclusions et perspectives

Ainsi, au cours de ce chapitre, j’ai pu démontrer l’intérêt des données spatiales pour estimer les variations de volume sur 25 ans du plus grand lac d’Asie du Sud-Est et son impact sur le débit du Mékong vers la mer de Chine. Cette étude montre aussi la nécessité de coupler le réseau fluvial et les lacs/réservoirs (au moins les plus grands) dans les modèles hydrologiques, ce qui est encore rarement fait dans les modèles globaux et régionaux. Sans ce couplage, au moins pour le bassin du Mékong, les modèles hydrologiques ne pourront

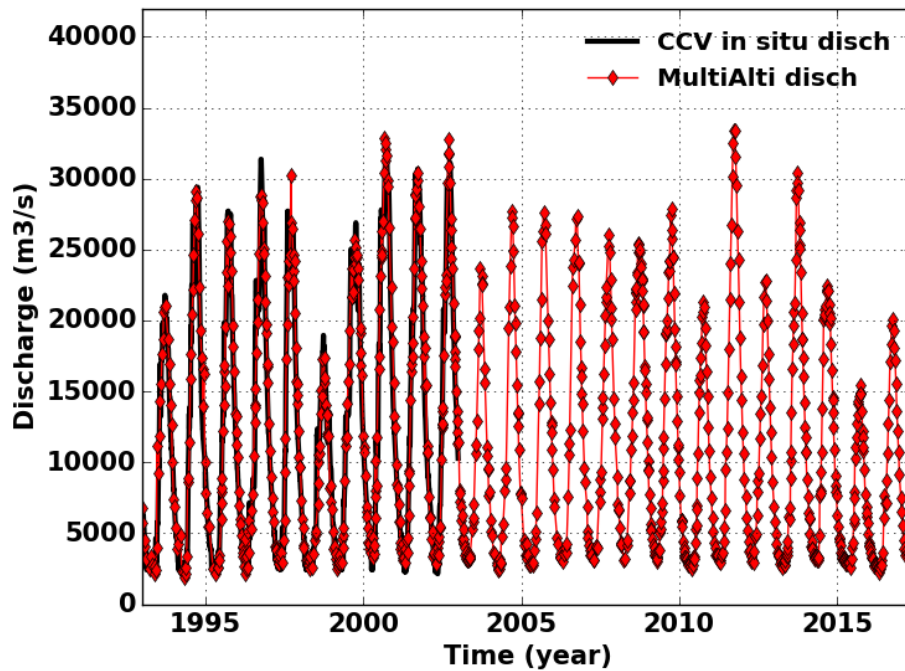


Figure 4.9 – Débits à la station de jaugeage à Chroy Chang Var (courbe noire) et débits (courbe rouge) estimés à partir de la courbe de tarage de la figure 4.9 et des cotes d'eau multimission du lac Tonle Sap

pas estimer correctement l'apport des eaux continentales vers les océans. La combinaison des observations acquises par les satellites pour estimer les variations de volume des eaux de surface, comme celles effectuées dans cette étude, permet de mettre en évidence les processus physiques essentiels à inclure dans ces modèles et offre une base de données spatialisée essentielle pour les valider/calibrer. D'autre part, la reconstitution du débit du Mékong à partir des cotes d'eau du lac permet d'étendre une série temporelle de débit qui est difficilement accessible à la communauté internationale (les débits continuent à être mesurés par les stations de jaugeage, mais ne sont pas diffusés publiquement). Par contre, comme le débit du Mékong à Chroy Chang Var varie avant les cotes du lac et que la courbe de tarage avec les cotes d'eau à Damnak présente une grande dispersion, la prévision du débit du Mékong ne semble pas possible à partir de l'altimétrie, contrairement à ce qui a pu être fait au Bangladesh (voir section 3.3.1).

Pour prolonger ces travaux, il faut continuer à étudier les liens entre précipitations, oscillations climatiques et variations de volume des eaux de surface du bas Mékong, afin de mieux comprendre les événements extrêmes (inondations et sécheresses) qui affectent le bassin et peut-être ainsi arriver à les prévoir. L'impact anthropique directe (barrages et irrigation) sur le débit du fleuve, notamment aux basses eaux, doit aussi être étudié. Cependant, il existe encore peu de données disponibles. Les observations fournies par les différentes missions Sentinel du programme Copernicus depuis quelques années devraient apporter des informations utiles, en attendant les mesures de la future mission SWOT. Il faudrait aussi combiner cette étude avec celles effectuées par plusieurs collègues du

LEGOS et d'autres laboratoires, afin d'avoir une vision synoptique de la variabilité des grands bassins versants d'Asie du Sud-Est et de leur apport d'eau douce vers l'océan Indien et la mer de Chine.

Dans les sections et chapitres précédents, j'ai étudié la variabilité des eaux à surface libre. Cependant, pour étudier la partie continentale du cycle de l'eau et pouvoir réaliser un bilan de masse d'eau à l'échelle d'un bassin versant, il faut aussi s'intéresser aux eaux souterraines. C'est une composante que je n'ai encore que trop peu investiguée, mais qui est importante pour aborder les questions scientifiques de mon projet de recherche. Les eaux souterraines sont d'ailleurs assez variées, puisqu'on peut distinguer les zones non saturées du sol (zones « vadose ») et celles qui le sont (aquifères). Parmi ces dernières, il existe des nappes libres connectées au système fluvial, qui ont une variabilité saisonnière à décennale et des nappes captives, profondes, qui ont des constantes de temps bien plus importantes.

L'étude des eaux souterraines par télédétection est assez complexe, puisqu'il n'y a pas (encore?) d'observation directe des eaux souterraines par satellite. Il faut donc combiner diverses mesures satellites, très hétérogènes en temps et en espace. Depuis le lancement de la mission GRACE en 2002 (voir section 2.3.2), une technique de plus en plus utilisée pour estimer les variations du stock d'eau souterraine est de retrancher aux Variations Totales de Masse d'Eau (VTME) mesurées par GRACE les variations de masse des eaux de surface, provenant soit de sorties de modèle hydrologiques, soit d'estimations issues de la télédétection, comme celles effectuées à la section 4.3. Plus de détails sur ces approches peuvent être obtenus dans WOUTERS *et al.* (2014) et FRAPPART *et al.* (2017). Par exemple, pour le cas du bassin du Mékong, une étude, à laquelle j'ai été associé, menée par PHAM-DUC *et al.* (2019) a estimé que les variations de volume des eaux à surface libre (estimées à partir de l'interpolation de données Envisat) et celles des eaux souterraines (obtenues à partir des données GRACE auxquelles ont été enlevées les variations des eaux à surface libre) pourraient avoir des ordres de grandeur similaires, indiquant l'importance des eaux de surface pour le bassin du Mékong. Mais plus de travail sur ce sujet est nécessaire pour affiner ces conclusions et réduire les erreurs sur ces estimations. Des études précédentes ont aussi estimé que les variations de volume des eaux à surface libre peuvent correspondre à 40%, voire 50%, des VTME mesurées par GRACE sur le bassin de l'Amazone (PAPA *et al.*, 2013), de l'Orénoque (FRAPPART *et al.*, 2015a) et du Gange/Brahmapoutre (PAPA *et al.*, 2015), tandis que cette part serait plutôt de 20% pour le bassin du Congo (BECKER *et al.*, 2018). L'utilisation des données GRACE est donc particulièrement intéressante, notamment pour caractériser la part des eaux à surfaces libre et celle des nappes dans la VTME. Cette répartition dépend évidemment de la taille des bassins. Sur les grands bassins, qui comportent d'importantes plaines d'inondation et de grands lacs, la part des eaux à surface libre est plus importante que pour les plus petits bassins. Cependant, étant donné la résolution spatiale des données GRACE, qui est estimée être de l'ordre de 300 km, son application sur les bassins de taille moyenne est très



difficile à cause du niveau de bruit de ces données. Cependant, même pour ces bassins des informations intéressantes peuvent en être tirées, comme nous l'avons montré sur le bassin de la Garonne qui a une taille de  $50\,000\text{ km}^2$  (donc inférieure à  $300 \times 300 = 90\,000\text{ km}^2$ ), si l'amplitude de la VTME est suffisamment importante (BIANCAMARIA *et al.*, 2019). Pour des bassins de taille moyenne, non seulement la résolution spatiale de GRACE, mais aussi sa résolution temporelle (qui est mensuelle pour la plupart des solutions), induisent des erreurs dans le calcul du bilan de masse du bassin (BIANCAMARIA *et al.*, 2019). Dans le futur, je compte m'investir plus sur le couplage entre les eaux à surface libre et les eaux souterraines, d'autant plus que la mission GRACE Follow-On (GRACE-FO) a été lancée en Mai 2018.



# Chapitre 5

## Présentation de mon parcours et de mes activités de recherche

Au cours des chapitres précédents j'ai présenté certaines de mes recherches et les résultats obtenus. Dans ce chapitre, je présente le contexte qui m'a permis de les réaliser. Plus précisément, j'y décris mon parcours universitaire et professionnel (section 5.1), les encadrements d'étudiant.e.s que j'ai effectués (section 5.2) et mon implication dans la communauté scientifique nationale et internationale (section 5.3). Enfin, je clôture le chapitre par la liste de mes différentes publications (section 5.4).

### 5.1 Contexte de mes recherches

#### 5.1.1 Formation

Comme pour beaucoup, ma venue vers le monde de la recherche résulte à la fois de choix personnels et conscients, mais aussi de rencontres fortuites et décisives. Enfant, mes nombreuses visites au palais de la découverte ont fait découvrir au citoyen que j'étais la nature qui nous entoure, avec une fascination pour l'immensité et la diversité des océans. Elles m'ont aussi insufflé une passion pour le monde du spatial. C'est adolescent, en lisant un article de vulgarisation sur l'utilisation de mesures satellitaires pour étudier les océans qu'a eu lieu le premier déclic. Mesurer les océans depuis l'espace était tout simplement fascinant et j'ai voulu en faire mon métier.

Avec cet objectif dans un coin de la tête, j'ai pu intégrer une école d'ingénieur (Supaéro) dans le domaine de l'aéronautique, mais aussi (et surtout, pour moi) dans le spatial. Ça a été l'occasion d'un deuxième déclic. En deuxième année, j'ai eu la chance d'assister à un cours donné par Frédérique RÉMY, du LEGOS, sur l'observation de la cryosphère par télédétection. Ce cours m'a montré qu'il n'y avait pas que les océans qu'on

pouvait mesurer depuis l'espace. C'est ainsi qu'en troisième année, j'ai décidé de postuler à un stage au LEGOS, pour étudier le manteau neigeux sibérien à l'aide de données radiométriques. Ce fut le troisième déclic et la rencontre, qui a été déterminante pour ma carrière, avec Nelly MOGNARD, à qui je dois énormément à la fois professionnellement et humainement. Á l'époque j'étais sûr de vouloir travailler dans l'environnement à l'aide de données satellitaires, mais pas forcément dans la recherche. Ce stage, encadré par Nelly et Frédéric FRAPPART, a été une révélation. Tout m'a passionné (la démarche scientifique, la mise en place des outils, l'analyse des résultats, les collaborations,...). Nelly et Frédéric m'ont transmis leur passion avec tellement de joie et de bienveillance, que je n'ai plus voulu quitter ce domaine. C'est pourquoi, quand Nelly m'a proposé de faire une thèse sous sa supervision, j'ai accepté avec enthousiasme. Mais pour ce faire, il fallait d'abord que j'obtienne un Master 2 Recherche. J'ai donc fait le Master 2 « Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales » de l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UPS). Ce master m'a permis d'acquérir une solide formation scientifique pour l'étude des enveloppes fluides superficielles de la Terre.

Une fois le master en poche, j'ai pu revenir au LEGOS faire une thèse cofinancée par le CNES et l'entreprise Noveltis, sous la supervision de Nelly, Paul BATES (Université de Bristol) et Jean-François CRÉTAUX (LEGOS) sur l'« Étude du cycle hydrologique des régions boréales et l'apport de l'altimétrie à large fauchée ». Avec leur appui et celle d'Aaron BOONE (CNRM), cette thèse m'a permis de me former et de contribuer à l'étude du cycle continental de l'eau, en combinant observations in situ, données satellitaires, modélisation hydrologique et modélisation hydraulique. J'ai aussi eu la chance d'assister à la genèse d'une mission satellitaire : la mission d'altimétrie à large fauchée SWOT (voir section 2.4.2 pour plus de détails). Au cours de cette thèse, j'ai pu rencontrer et collaborer avec un grand nombre de collègues extraordinaires en France et à l'étranger (Anny CAZENAVE, Adalbert ARSEN, Manuela GRIPPA, Julien LAMOUREUX, Laurent ROBLOU, Tim FEWTRELL, Doug ALSDORF, Mike DURAND, Hyongki LEE, Dennis LETTENMAIER, Kostas ANDREADIS, Liz CLARK, Ernesto RODRÍGUEZ, Delwyn MOLLER,...).

### 5.1.2 Parcours professionnel

Après avoir soutenu ma thèse, je suis parti en 2010 faire un post-doctorat à l'Université de Washington (UW), dans le groupe du Pr Dennis LETTENMAIER, à Seattle. Ce fut, là aussi, une expérience d'une richesse incroyable et qui m'a permis de nouer des collaborations fortes et durables. Cela m'a permis de me familiariser avec le système académique américain. Avec Dennis et Faisal HOSSAIN (Maître de Conférences à l'université technologique du Tennessee, puis à l'UW) nous avons pu monter l'apport des données altimétriques pour la prévision des inondations au Bangladesh (voir section 3.3).

De retour en France, j'ai été recruté au CNRS en tant que Chargé de Recherche (CR) en octobre 2011, affecté à ma demande au LEGOS. Les autres chapitres de ce mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR) présentent une partie des activités de recherche que j'ai menées depuis au LEGOS. Depuis 8 ans, j'ai eu la joie de pouvoir mener des recherches pour étudier et analyser le cycle continental de l'eau et plus particulièrement la dynamique des eaux à la surface des continents et leur interaction avec le climat et avec les sociétés humaines. Pour s'attaquer aux questions scientifiques présentées à la section 1.2, il a fallu développer et utiliser un grand nombre d'outils d'observation, de modélisation et méthodologiques, ce qui n'a pu être possible qu'en collaborant avec de nombreux collègues. Au sein même du laboratoire, je n'aurai pu mener mon projet de recherche sans les échanges et le travail quotidien avec plusieurs membres de l'équipe de recherche ECHOS, notamment : Stéphane CALMANT, Jean-François CRÉTAUX et Fabrice PAPA. Toujours au LEGOS, les très fructueuses collaborations avec l'équipe du CTOH, notamment avec Denis BLUMSTEIN, Frédéric FRAPPART, Fernando NIÑO et Fabien BLAREL, ont aussi été déterminantes pour mon travail de recherche. J'ai aussi pu nouer des collaborations à la fois sur la région toulousaine, mais aussi ailleurs en France et à l'international, que ce soit dans divers domaines de la télédétection (Marielle GOSSET, Manuela GRIPPA, Laurent KERGOAT, Ahmad AL BITAR, Catherine PRIGENT, Filipe AIRES, Adrien PARIS, Hervé YESOU, Kostas ANDREADIS, Mike DURAND, Tamlin PAVELSKY, Colin GLEASON,...), de la modélisation hydrologique (Aaron BOONE, Patrick LEMOIGNE, Simon MUNIER, Sabine SAUVAGE, José Miguel SÁNCHEZ PÉREZ, Nicolas FLIPO, Rodrigo PAIVA, Dai YAMAZAKI,...) et hydraulique (Pierre-André GARAMBOIS, Jérôme MONNIER, Kevin LARNIER, Héléne ROUX, Sophie RICCI, Nicole GOUTAL, Pierre-Olivier MALATERRE, Hind OUBANAS, Cédric DAVID, Firas SALEH,...). La collaboration étroite et intense avec le CNES (Selma CHERCHALI, Philippe MAISONGRANDE, Nicolas PICOT, Claire POTTIER, Damien DESROCHES, Roger FJØRTOFT, François BOY, Jean-Damien DESJONQUÈRES, Sophie LE GAC, Cécile CHEYMOL,...) dans le cadre de l'altimétrie nadir et à large fauchée (SWOT) a aussi été très précieuse pour mes recherches. Elle a été grandement favorisée par la proximité géographique et le fait que ce soit l'une des tutelles du LEGOS.

### 5.1.3 Cadre de mes recherches

Dans la section précédente, je me suis efforcé de mentionner les principales personnes avec qui j'ai collaboré depuis le début de mes recherches. Ceci montre clairement que les études auxquelles j'ai participé et qui s'inscrivent dans le cadre de mon projet de recherche, sont le fruit d'un travail d'équipe et collectif. C'est pourquoi, je privilégie des projets collaboratifs, avec des financements et une gestion à l'échelle humaine, plutôt que des gros projets, comme ceux financés par les bourses de l'European Research Council (ERC). Mes projets sont surtout financés par le comité Terre - Océan - Surfaces Continentales -

Atmosphère (TOSCA) du CNES (9 projets, dont 2 en tant que coordinateur du projet), le Réseau Thématique de Recherche Avancée - Sciences et Technologies pour l'Aéronautique et l'Espace (RTRA-STAE) (1 projet regroupant 8 laboratoires/instituts toulousains) ou des bourses favorisant des collaborations entre la France et l'international (« programme Samuel de Champlain » avec le Québec ou le « Thomas Jefferson Fund » avec les États-Unis). J'ai aussi été associé à deux projets soumis à l'Agence Nationale de la Recherche (ANR), mais qui n'ont malheureusement pas été financés, malgré des évaluations très positives.

La figure 5.1 montre les principales zones d'étude sur lesquelles je travaille et les collaborations (hors LEGOS) qui y sont associées. Sur cette figure, j'ai fait apparaître les Laboratoires Mixtes Internationaux (LMI), mis en place par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), qui sont très importants et précieux pour favoriser la coopération sur les bassins tropicaux. J'ai eu la chance d'être associé à trois d'entre eux, ce qui a permis des collaborations privilégiées avec des organismes de recherche de haut niveau au Brésil, en Inde, au Bangladesh et au Vietnam. Ceci montre l'intérêt et l'importance d'être affecté dans une Unité Mixte de Recherche (UMR), qui permet, notamment, des échanges étroits avec des personnels de l'IRD qui mènent un travail remarquable avec des pays du « Sud ».

Outre ces financements, j'ai porté plusieurs projets pour avoir accès :

- à des heures de calcul sur le super ordinateur du mésocentre Calmip (entre 50 000 et 80 000 heures de calcul par an, sur 4 ans), dans le cadre de la thèse de Charlotte EMERY (voir section 5.2.2),
- à des données satellitaires non diffusées gratuitement (images TerraSAR-X/Tandem-X, données Sentinel-2 retraitées par le CNES,...).

## 5.2 Encadrements

Je n'ai que très peu d'expérience d'enseignement, puisque que je n'ai donné qu'un seul cours, de deux heures, lors de mon post-doc à l'UW (module *CEE 500B Environmental/Water Resources Seminar* en janvier 2011). En avril 2019, j'ai aussi été l'un des formateurs (avec deux collègues du LEGOS : Florence BIROL et Fernando NIÑO) de la formation « Satellite Altimetry Training » qui a eu lieu du 16 au 19 Avril 2019 à l'Université des Sciences et Technologies d'Hanoï (USTH) au Vietnam. Pour cette formation, j'ai donné deux cours (2h30) et organisé une séance de travaux pratiques (1h30).

Ce faible nombre d'enseignements s'explique par le fait que je suis chercheur CNRS et je n'ai donc pas de charge d'enseignement obligatoire. Par contre, je m'implique fortement dans la formation des étudiants, via l'encadrement à la fois au niveau Master (voir section 5.2.1) et au niveau doctoral (voir 5.2.2).

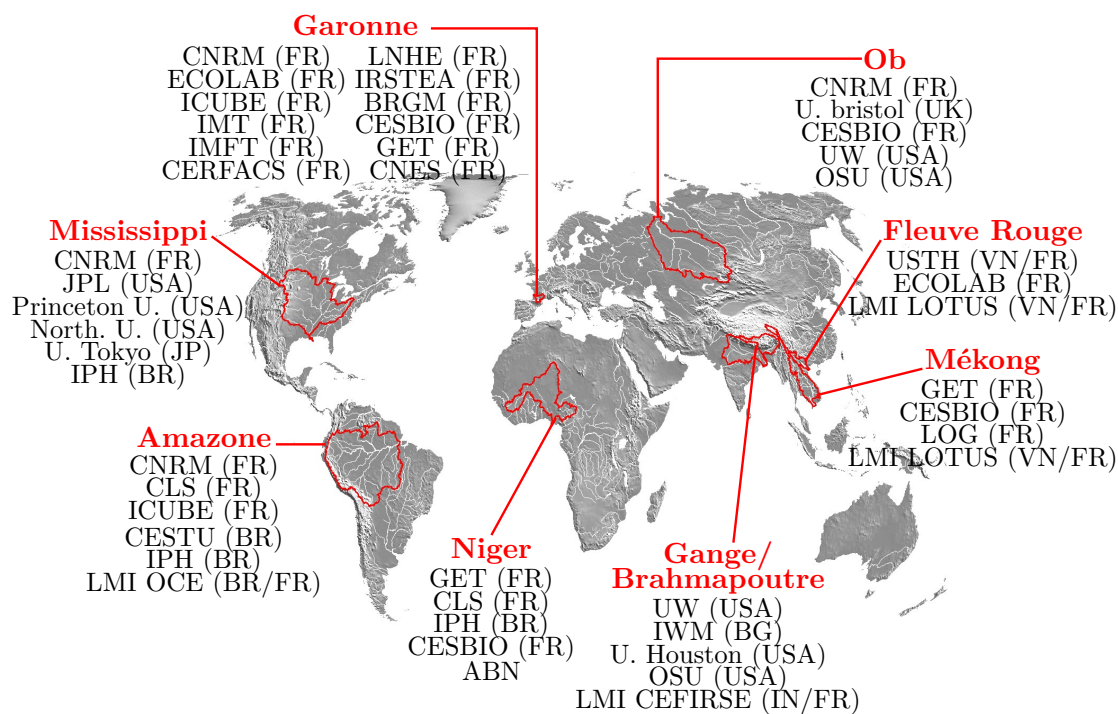


Figure 5.1 – Zones d'étude (en rouge) et principales collaborations hors LEGOS (en noir)

## 5.2.1 Stages

J'ai co-encadré (de 40% à 80%) 9 stages de fin d'étude, de 6 mois chacun, d'étudiant.e.s aussi bien de Master 2 Recherche (des M2 H2SE de l'UPS et PEPS de Université Toulouse 2 Jean Jaurès), que d'écoles d'ingénieurs (ENSTA, INSA Strasbourg et Centrale Marseille). D'autre part, je me suis impliqué dans l'encadrement de 2 stages du Master 1 ESE de l'UPS (d'une durée de 3 semaines), de 2 stages du Master 1 SOAC de l'UPS (d'une durée de 2 mois) et d'un stage de Master 1 de l'Université de Wroclaw (5 mois). J'ai donc pu apprécier et bénéficier de la qualité de la formation au niveau des Masters de l'UPS en lien avec ma discipline de recherche. Dans ce cadre, le fait que l'UPS soit aussi l'une des tutelles du LEGOS et qu'il y ait donc plusieurs enseignants-chercheurs/enseignantes-chercheuses au laboratoire est très important.

En tant qu'encadrant, la diversité des profils d'étudiant.e.s que j'ai eu à co-superviser a été une richesse et m'a aidé à évoluer dans mon approche de l'encadrement. À ce niveau d'étude, il me semble primordial de commencer par une étude bibliographique suffisamment solide, sans être trop volumineuse pour ne pas décourager les étudiant.e.s. Une méthodologie claire, avec des objectifs fixés à l'avance sont aussi primordiaux pour qu'ils/elles ne se sentent pas perdu.e.s ou affolé.e.s par la multiplicité des pistes qui pourraient être envisagées. Cependant, en fonction des résultats obtenus, il est aussi nécessaire de faire preuve de souplesse et de les laisser explorer certaines pistes qu'ils/elles veulent investiguer. Cependant, je m'efforce toujours de leur rappeler et de les aider à obtenir des résultats de recherche cohérents et structurés au bout des quelques mois que dure leur



stage et donc d'éviter la dispersion. Je cherche aussi à les sensibiliser sur l'importance de l'étape de restitution de leur travail, via leur manuscrit de stage, puis leur soutenance. Cette étape est bien souvent considérée par les étudiant.e.s comme moins importante que le reste du stage, alors qu'elle est primordiale non seulement pour obtenir leur diplôme, mais aussi et surtout pour leur vie professionnelle future. Pour les stagiaires qui me le demandent, je peux aussi les aider dans une certaine mesure pour l'après-stage immédiat, via la transmission d'offres de thèse ou de postes dont j'ai connaissance, des retours sur leur CV ou bien des lettres de recommandation. Scientifiquement, ces stages ont fait avancer mon projet de recherche et j'associe les étudiants aux publications. En effet, sept de ces stagiaires ont contribué et ont été associés à cinq articles publiés dans des journaux de rang A.

### 5.2.2 Doctorats

En septembre 2013, j'ai obtenu une dérogation de l'école doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E) pour être le directeur de thèse principal de Charlotte EMERY, que j'ai co-encadré à 80% avec Aaron BOONE. Ce premier encadrement de thèse a été une expérience très enrichissante scientifiquement et humainement. Tout d'abord, j'ai pu me familiariser avec le processus de recherche d'un financement de thèse, débuté en octobre 2012. Nous avons réussi à obtenir deux demi-bourses de thèse, l'une auprès du CNES et l'autre auprès de la région *Midi-Pyrénées* (désormais *Occitanie/Pyrénées-Méditerranée*). Puis dans les premiers mois de l'année 2013, nous avons sélectionné Charlotte EMERY, qui s'est détachée de toutes les candidatures que nous avons reçues, par la qualité de son dossier. La suite n'a pas démenti ce choix, puisque Charlotte a réalisé une excellente thèse. Elle a débuté sa thèse le 1er novembre 2013 et l'a soutenue le 3 février 2017 (le manuscrit ayant été soumis à l'école doctorale mi-novembre 2016, soit une durée de thèse de 3 ans et quelques semaines). Son sujet de thèse était : « contribution de la future mission altimétrique à large fauchée SWOT à la modélisation hydrologique grande échelle ». Le LEGOS a financé un mois de Contrat à Durée Déterminée (CDD), puis nous avons pu obtenir 6 mois supplémentaires, grâce à un financement CNES attribué au projet TOSCA « Towards an improved understanding of the global hydrological cycle using SWOT measurements ». Ces 7 mois de financement ont permis à Charlotte de soutenir sa thèse dans de bonnes conditions et de finaliser et documenter sa maquette d'assimilation (voir section 3.2), pour que son travail puisse être utilisé après son départ. Son travail de thèse a débouché sur deux articles, publiés dans *Journal of Hydrology* et dans *Hydrology and Earth System Sciences*. Nous avons aussi été vigilants à l'aider à faire connaître son travail, via la participation à plusieurs colloques internationaux (dont un oral en 2015 et un poster en 2016 à l'« American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting »).

Cette expérience m'a permis d'affiner ma vision du rôle d'encadrant de thèse. Il est

clair que la phase de sélection de l'étudiant.e est essentielle et je pense que je préférerais renoncer à un financement « acquis » si je ne trouve pas le/la bon.ne candidat.e. Je m'investis beaucoup dans l'encadrement pour aider l'étudiant.e à avancer, tout en lui laissant suffisamment de liberté pour qu'il/elle puisse exprimer sa curiosité et s'approprier pleinement son travail de recherche. J'insiste aussi sur le travail de bibliographie et sa mise à jour constante, ainsi que sur la participation à au moins un congrès par an (poster en première année, oral ou poster les autres années) pour qu'il/elle puisse présenter son travail et se faire connaître. Il est donc essentiel que la thèse ait un financement pour « environner » la thèse. Dans le cadre de la thèse de Charlotte EMERY, cela a pu se faire grâce à un projet TOSCA, à un financement de la région qui accompagnait la demi-bourse et à un financement interne au LEGOS. Les formations « professionnalisantes », comme les *Doctoriales*, sont aussi très importantes pour préparer le futur et prendre du recul par rapport à la thèse. De manière générale, l'après-thèse est très difficile à anticiper et j'ai essayé d'y préparer Charlotte autant que possible. Comme elle souhaitait continuer dans le monde de la recherche, juste avant les « AGU Fall Meeting » de 2015 et 2016, nous sommes allés au JPL pour y rencontrer des collègues. Ces visites lui ont permis de présenter ses résultats et de s'y faire connaître, ce qui l'a aidé, entre autre, à obtenir un post-doctorat au JPL.

D'autre part, même si je ne suis pas son directeur de thèse, j'ai eu l'opportunité d'accueillir au LEGOS et de superviser pendant 3 mois, en 2017, Sly WONGCHUIG CORREA, qui a soutenu sa thèse à l'IPH au Brésil le 11 juin 2019. Le travail effectué durant ce séjour a donné lieu à plusieurs présentations, notamment à l'« AGU Fall Meeting » en 2018 et à un article en cours de rédaction.

Enfin, j'ai été membre du jury de 5 thèses (Vanessa PEDINOTTI en 2013, Laetitia CHEVALIER en 2014, Nabil EL MOCAYD en 2017, Hind OUBANAS et Binh PHAM-DUC en 2018) et j'ai été membre de 3 comités de thèse.

### 5.3 Responsabilités scientifiques et collectives

Au niveau du LEGOS, je suis membre élu au *Conseil du laboratoire* (2016-2020), ce qui m'a permis de mieux comprendre le fonctionnement d'une UMR (budget, relations avec les tutelles, choix stratégiques, évolution des sources de financement,...) et de m'impliquer concrètement dans le fonctionnement du laboratoire.

Au sein de l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), dont fait partie le LEGOS, je co-anime depuis 2015 avec Marielle GOSSET (chercheuse au GET) l'axe scientifique transverse Hydrologie Tropicale et Observations Spatiales (HyTroOS). Nous disposons d'un budget annuel de l'ordre de 10 k€. L'objectif premier de cet axe est d'aider à coordonner l'expertise du pôle toulousain dans la partie continentale du cycle de l'eau (avec un

focus sur les bassins versants tropicaux) et de l'observation spatiale, pour en renforcer la visibilité et les applications à l'international. La priorité a été donnée à l'animation scientifique et au renforcement de collaborations existantes sur deux chantiers tropicaux majeurs où l'OMP intervient : en Amérique du Sud (Amazone) et en Afrique de l'Ouest (Niger). L'accent a été mis sur l'approche intégrée du cycle et du bilan d'eau des grands fleuves, de la pluie au débit fluvial. HyTroOS a permis l'émergence de 2 projets TOSCA financés, qui impliquent des équipes du LEGOS, du GET, du Centre d'Études Spatiales de la Biosphère (CESBIO), du CNRM et du CERFACS. En particulier, dans le cadre d'HyTroOS, avec Marielle, nous avons organisé les 14 et 15 septembre 2017 un workshop sur le bassin du Niger. Ce workshop, ouvert à tout l'OMP, a regroupé une quarantaine de personnes, les oratrices/orateurs provenant non seulement de la région toulousaine, mais aussi de Montpellier, de Grenoble, de l'Autorité du Bassin du Niger (ABN) et du Brésil.

Au niveau international, j'ai co-organisé en novembre 2013 avec Kostas ANDREADIS (JPL) et Sophie RICCI (CERFACS), le colloque « Hydrologic Data Assimilation for the SWOT Mission ». Ce colloque a réuni 39 scientifiques des États-Unis, du Royaume-Uni, du Luxembourg et de France sur l'assimilation de données SWOT dans les modèles hydrologiques et hydrodynamiques (un contre-rendu de ce colloque a été publié dans *EOS*, le magazine de l'AGU, en mars 2014). J'ai aussi été co-chairman de sessions à l'« European Geosciences Union (EGU) General Assembly » en 2013 et en 2014, ainsi qu'au « Committee on Space Research (COSPAR) Scientific Assembly » en 2018.

Concernant les responsabilités internationales, j'ai été membre du SDT (2013-2015), puis du ST (2016-2019) et de l'ADT (depuis 2014) de SWOT.

En ce qui concerne les activités éditoriales, j'ai été relecteur de 45 articles scientifiques pour une quinzaine de journaux de rang A sur la période 2009/2019. En 2015, j'ai été coéditeur de la monographie (n°206) de l'AGU intitulée « Remote Sensing of the Water Cycle ». Enfin, depuis 2016, je suis éditeur associé pour le « Journal of Hydrometeorology » (Impact Factor en 2018 : 4.158).

## 5.4 Liste des publications

### Notes :

- Les références ci-dessous sont classées par ordre chronologique décroissant.
- J'ai souligné le nom de Charlotte EMERY, doctorante que j'ai co-encadrée entre fin 2013 et début 2017, afin de mettre en exergue nos publications communes.
- Pour ne pas surcharger cette section, je n'ai mentionné que les communications que j'ai présentées (orales et posters), ainsi que les présentations orales de Charlotte EMERY dont j'ai été co-auteur (mais pas ses posters).

### 5.4.1 Revues à comité de lecture

- [28] **Biancamaria**, S., M. MBALLO, P. L. MOIGNE, J. SÁNCHEZ-PÉREZ, G. ESPITALIER-NOËL, Y. GRUSSON, R. CAKIR, V. HÄFLIGER, F. BARATHIEU, M. TRASMONTE, A. BOONE, E. MARTIN & S. SAUVAGE (2019). Total water storage variability from GRACE mission and hydrological models for a 50,000  $km^2$  temperate watershed : the Garonne River basin (France). *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 24, 100609, doi :10.1016/j.ejrh.2019.100609.
- [27] GRIPPA, M., C. ROUZIES, S. **Biancamaria**, D. BLUMSTEIN, J.-F. CRETAUX, L. GAL, E. ROBERT, M. GOSSET & L. KERGOAT (2019). Potential of SWOT for monitoring water volumes in Sahelian ponds and lakes. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 12, 2541-2549, doi :10.1109/JSTARS.2019.2901434.
- [26] HÄFLIGER, V., E. MARTIN, A. BOONE, S. RICCI & S. **Biancamaria** (2019). Assimilation of Synthetic SWOT River Depths in a Regional Hydrometeorological Model. *Water*, 11, 78, doi :10.3390/w11010078.
- [25] PHAM-DUC, B., F. PAPA, C. PRIGENT, F. AIRES, S. **Biancamaria** & F. FRAPPART (2019). Variations of Surface and Subsurface Water Storage in the Lower Mekong Basin (Vietnam and Cambodia) from Multisatellite Observations. *Water*, 11, 75, doi :10.3390/w11010075.
- [24] BARATELLI, F., N. FLIPO, A. RIVIÈRE & S. **Biancamaria** (2018). Retrieving river baseflow from SWOT spaceborne mission. *Remote Sensing of Environment*, 218, 44-54, doi :10.1016/j.rse.2018.09.013.
- [23] FRAPPART, F., S. **Biancamaria**, C. NORMANDIN, F. BLAREL, L. BOURREL, M. AUMONT, P. AZÉMAR, P.-L. VU, T. L. TOAN, B. LUBAC & J. DARROZES (2018). Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap lake. *Science of the Total Environment*, 636, 1520-1533, doi :10.1016/j.scitotenv.2018.04.326.
- [22] FLEISCHMANN, A. S., V. SIQUEIRA, A. PARIS, W. COLLISCHONN, R. PAIVA, P. PONTES, J.-F. CRÉTAUX, M. BERGÉ-NGUYEN, S. **Biancamaria**, M. GOSSET, S. CALMANT & B. TANIMOUN (2018). Modelling hydrologic and hydrodynamic processes in basins with large semi-arid wetlands. *Journal of Hydrology*, 561, 943-959, doi :10.1016/j.jhydro1.2018.04.041.
- [21] EMERY, C., A. PARIS, S. **Biancamaria**, A. BOONE, S. CALMANT, P.-A. GARAMBOIS & J. S. da SILVA (2018). Large scale hydrological model river storage and discharge correction using satellite altimetry-based discharge product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2135-2162, doi :10.5194/hess-22-2135-2018.

- [20] **Biancamaria**, S., T. SCHAEDELE, D. BLUMSTEIN, F. FRAPPART, F. BOY, J.-D. DESJONQUÈRES, C. POTTIER, F. BLAREL & F. NIÑO (2018). Validation of Jason-3 tracking modes over French rivers. *Remote Sensing of Environment*, 209, 77-89, doi :10.1016/j.rse.2018.02.037.
- [19] **Biancamaria**, S., F. FRAPPART, A.-S. LELEU, V. MARIEU, D. BLUMSTEIN, J.-D. DESJONQUÈRES, F. BOY, A. SOTTOLICHIO & A. VALLE-LEVINSON (2017). Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide river : evaluation over the Garonne River. *Advances in Space Research*, 59, 128-146, doi :10.1016/j.asr.2016.10.008.
- [18] EMERY, C., S. **Biancamaria**, A. BOONE, P.-A. GARAMBOIS, S. RICCI, M. ROCHOUX & B. DECHARME (2016). Temporal Variance-based Sensitivity Analysis of the River Routing Component of the large scale hydrological model ISBA-TRIP : Application on the Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 17, 3007-3027, doi :10.1175/JHM-D-16-0050.1.
- [17] **Biancamaria**, S., D. P. LETTENMAIER & T. M. PAVELSKY (2016). The SWOT mission and its capabilities for land hydrology. *Surveys in Geophysics*, 37, 307-337, doi :10.1007/s10712-015-9346-y.
- [16] HÄFLIGER, V., E. MARTIN, A. BOONE, F. HABETS, C. H. DAVID, P.-A. GARAMBOIS, H. ROUX, S. RICCI, L. BERTHON, A. THÉVENIN & S. **Biancamaria** (2015). Evaluation of regional-scale water level simulations using various river routing schemes within a hydrometeorological modelling framework for the preparation of the SWOT mission. *Journal of Hydrometeorology*, 16, 1821-1842, doi :10.1175/JHM-D-14-0107.1.
- [15] CRÉTAUX, J.-F., S. **Biancamaria**, A. ARSEN, M. BERGÉ-NGUYEN & M. BECKER (2015). Global surveys of reservoirs and lakes from satellites and regional application to the Syrdarya river basin. *Environmental Research Letters*, 10, 015002, doi :10.1088/1748-9326/10/1/015002.
- [14] PEDINOTTI, V., A. BOONE, S. RICCI, S. **Biancamaria** & N. M. MOGNARD (2014). Assimilation of satellite data to optimize large-scale hydrological model parameters : a case study for the SWOT mission. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4485-4507, doi :10.5194/hess-18-4485-2014.
- [13] FLIPO, N., A. MOUHRI, B. LABARTHE, S. **Biancamaria**, A. RIVIÈRE & P. WEILL (2014). Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 3121-3149, doi :10.5194/hess-18-3121-2014.
- [12] HOSSAIN, F., A. H. M. SIDDIQUE-E-AKBOR, W. YIGZAW, S. M. SHAH-NEWAZ, M. HOSSAIN, L. C. MAZUMDER, T. AHMED, C. K. SHUM, H. LEE, S. **Biancamaria**, F. J. TURK & A. LIMAYE (2014a). Crossing the ‘Valley of Death’ : Lessons Learned

- from Implementing an Operational Satellite-Based Flood Forecasting System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1201-1207, doi :10.1175/BAMS-D-13-00176.1.
- [11] HOSSAIN, F., A. H. M. SIDDIQUE-E-AKBOR, L. C. MAZUMDAR, S. M. SHAH-NEWAZ, S. **Biancamaria**, H. LEE & C. K. SHUM (2014b). Proof of concept of an operational altimeter-based forecasting system for transboundary flow. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7, 587-601, doi :10.1109/JSTARS.2013.2283402.
- [10] PAPA, F., S. **Biancamaria**, C. LION & W. B. ROSSOW (2012). 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, 569-573, doi :10.1109/LGRS.2011.2174958.
- [9] ZAKHAROVA, E. A., A. V. KOURAEV, S. **Biancamaria**, M. V. KOLMAKOVA, N. M. MOGNARD, V. A. ZEMTSOV, S. N. KIRPOTIN & B. DECHARME (2011). Snow cover and spring flood flow in the northern part of Western Siberia (the Poluy, Nadym, Pur, and Taz Rivers). *Journal of Hydrometeorology*, 12, 1498-1511, doi :10.1175/JHM-D-11-017.1.
- [8] **Biancamaria**, S., F. HOSSAIN & D. P. LETTENMAIER (2011a). Forecasting transboundary river water elevations from space. *Geophysical Research Letters*, 38, L11401, doi :10.1029/2011GL047290.
- [7] **Biancamaria**, S., A. CAZENAVE, N. M. MOGNARD, W. LLOVEL & F. FRAPPART (2011b). Satellite-based high latitude snow volume trend, variability and contribution to sea level over 1989/2006. *Global and Planetary Change*, 75, 99-107, doi :10.1016/j.gloplacha.2010.10.011.
- [6] **Biancamaria**, S., M. DURAND, K. M. ANDREADIS, P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD, E. RODRÍGUEZ, D. E. ALSDORF, D. P. LETTENMAIER & E. A. CLARK (2011c). Assimilation of virtual wide swath altimetry to improve Arctic river modeling. *Remote Sensing of Environment*, 115, 373-381, doi :10.1016/j.rse.2010.09.008.
- [5] **Biancamaria**, S., K. M. ANDREADIS, M. DURAND, E. A. CLARK, E. RODRÍGUEZ, N. M. MOGNARD, D. E. ALSDORF, D. P. LETTENMAIER & Y. OUDIN (2010). Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3, 6-19, doi :10.1109/JSTARS.2009.2034614.
- [4] **Biancamaria**, S., P. D. BATES, A. BOONE & N. M. MOGNARD (2009). Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of an arctic river : the Ob river in Siberia. *Journal of Hydrology*, 379, 136-150, doi :10.1016/j.jhydro1.2009.09.054.

- [3] **Biancamaria**, S., N. M. MOGNARD, A. BOONE, M. GRIPPA & E. G. JOSBERGER (2008). A satellite snow depth multi-year average derived from SSM/I for high latitude regions. *Remote Sensing of Environment*, 112, 2557-2568, doi :10.1016/j.rse.2007.12.002.
- [2] GRIPPA, M., N. M. MOGNARD, T. L. TOAN & S. **Biancamaria** (2007). Observation of changes in the hydrological cycle of Western Siberia Lowland. *Geophysical Research Letters*, 34, L15403, doi :10.1029/2007GL030165.
- [1] FRAPPART, F., G. RAMILLIEN, S. **Biancamaria**, N. M. MOGNARD & A. CAZENAVE (2006). Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002-2004). *Geophysical Research Letters*, 33, L02501, doi :10.1029/2005GL024778.

#### 5.4.2 Communications orales invitées dans des congrès

- [6] **Biancamaria**, S., F. FRAPPART, C. NORMANDIN, F. BLAREL, L. BOURREL, M. AUMONT, P. AZEMA, P.-L. VU, B. LUBAC, J. DARROZES & D. BLUMSTEIN (2019). *Principe de l'altimétrie radar nadir et exemple d'application pour l'étude du lac Tonle Sap* in. Colloque de l'Association Québécoise de Télédétection/la Recherche en Hydrologie au Québec, 16 mai 2019 (Sherbrooke, Québec, Canada).
- [5] **Biancamaria**, S., T. M. PAVELSKY & J.-F. CRÉTAUX (2015). *Science objectives of the SWOT mission for rivers* in. 2<sup>nd</sup> COSPAR Symposium – Water and Life in the Universe, 13 nov. 2015 (Foz do Iguaçu, Brazil).
- [4] **Biancamaria**, S., F. HOSSAIN, A. H. SIDDIQUE-E-AKBOR, L. C. MAZUMDER, S. M. S. NEWAZ, H. LEE, C. K. SHUM, W. YIGZAW, M. HOSSAIN, T. AHMED, J. F. TURK, A. LIMAYE, M. MASWOOD & D. LETTENMAIER (2014). *Satellite based river state forecasting system* in. Remote Sensing and Water Resources ISSI Workshop, 7 oct. 2014 (Bern, Switzerland).
- [3] **Biancamaria**, S., M. DURAND, K. M. ANDREADIS, P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD, E. RODRÍGUEZ, D. E. ALSDORF, D. P. LETTENMAIER & E. A. CLARK (2010). *Using wide swath altimetry to reduce errors in Siberian river modeling* in. Towards high-resolution of oceans dynamics and terrestrial water from space, 22 oct. 2010 (Lisbon, Portugal).
- [2] LEE, H., S. **Biancamaria**, D. E. ALSDORF, K. M. ANDREADIS, E. A. CLARK, M. DURAND, H. C. JUNG, D. P. LETTENMAIER, N. M. MOGNARD, E. RODRÍGUEZ, Y. SHENG & C. K. SHUM (2010). *Capability of SWOT to measure surface water storage change* in. Towards high-resolution of oceans dynamics and terrestrial water from space, 22 oct. 2010 (Lisbon, Portugal).



- [1] **Biancamaria, S., N. M. MOGNARD, Y. OUDIN, M. DURAND, E. RODRÍGUEZ, E. A. CLARK, K. M. ANDREADIS, D. ALSDORF & D. P. LETTENMAIER (2008).** *SWOT spatio-temporal errors from in-situ measurements* in. SWOT Hydrology Workshop, 15 sept. 2008 (Columbus, OH, USA).

### 5.4.3 Publications dans des revues sans comité

- [5] **Biancamaria, S. & Y. KERR (2017).** Apport de l'observation satellitaire à l'hydrologie continentale. *La Météorologie*, 97, 70-77, doi :10.4267/2042/62169.
- [4] **Biancamaria, S., K. ANDREADIS & S. RICCI (2014).** Using images of continental water surface elevations from upcoming satellite mission - Meeting on Hydrologic Data Assimilation for the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission, Toulouse, France, 12-13 November 2013. *EOS, Transactions AGU*, 95, 105, doi :10.1002/2014E0120004.
- [3] **Biancamaria, S., E. RODRÍGUEZ, N. GOUTAL, S. RICCI, N. MOGNARD, P. ROGEL & E. L. PAPE (2012).** *Satellite (SWOT) and airborne (AirSWOT) wide-swath altimeters to study the Garonne River* in *Proceedings of the 20 years of progress in radar altimetry symposium (24-29 September 2012)* (Venise, Italy).
- [2] **Biancamaria, S., A. CAZENAVE, N. M. MOGNARD, W. LLOVEL & F. FRAPPART (2010).** Remotely sensed high latitude snow volume over 1990/2006 and its connection with climatic indices. *CNES report to the 38<sup>th</sup> COSPAR Scientific Assembly (18-25 Jul. 2010)*, 94-95.
- [1] **Biancamaria, S., P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD & J.-F. CRÉTAUX (2007).** *Modelling the Ob river in Western Siberia using remotely sensed digital elevation models* in *Proceedings of the Second Space for Hydrology Workshop (12-14 November 2007)* (Geneva, Switzerland).

### 5.4.4 Communications à des congrès, symposium

#### Communications orales

- [6] **Biancamaria, S., F. FRAPPART, C. NORMANDIN, F. BLAREL, L. BOURREL, M. AUMONT, P. AZEMA, P.-L. VU, B. LUBAC & J. DARROZES (2017).** *Tonle Sap lake water storage change over 24 years from satellite observation and its link with Mekong River discharge and climate events* in. 2017 AGU Fall Meeting, 14 déc. 2017 (New Orleans, LA, USA).

- [5] **Biancamaria, S., G. ESPITALIER-NOËL, J.-M. SANCHEZ-PEREZ, Y. GRUSSON, F. ANCTIL, M. BARDEAU, S. GASCOIN, P. L. COINTE, P. L. MOIGNE, M. MBALLO, F. MOUSSU, E. MARTIN & S. SAUVAGE (2016).** *Contribution of remote sensing data to hydrological simulations : case of the Garonne catchment in the South-West of France* in. iEMSs2016, 12 juil. 2016 (Toulouse, France).
- [4] **EMERY, C., S. Biancamaria, A. BOONE, S. RICCI, P.-A. GARAMBOIS, B. DECHARME & M. ROCHOUX (2015a).** *Variance-based Sensitivity Analysis of Large-scale Hydrological Model to Prepare an Ensemble-based SWOT-like Data Assimilation Experiments* in. 2015 AGU Fall Meeting, 18 déc. 2015 (San Francisco, CA, USA).
- [3] **EMERY, C., S. Biancamaria, A. BOONE, S. RICCI & P.-A. GARAMBOIS (2015b).** *Toward the use of the SWOT data to improve hydrological global-scale modeling* in. Third Space for Hydrology Workshop, 13 sept. 2015 (Frascati, Italy).
- [2] **Biancamaria, S., F. HOSSAIN & D. P. LETTENMAIER (2011).** *Benefits of satellite altimetry to forecast downstream water elevation in context of transboundary rivers* in. 2011 IGARSS, 27 juil. 2011 (Vancouver, Canada).
- [1] **Biancamaria, S., P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD, J.-F. CRÉTAUX, L. ROBLOU & J. LAMOUREUX (2008).** *Comparison of model outputs with estimated parameters from remote sensing for the Ob river in Siberia* in. 2008 ASLO Ocean Sciences Meeting, 5 mar. 2008 (Orlando, FL, USA).

## Posters

- [14] **Biancamaria, S., M. MBALLO, P. L. MOIGNE, J. SÁNCHEZ-PÉREZ, G. ESPITALIER-NOËL, Y. GRUSSON, R. CAKIR, V. HÄFLIGER, F. BARATHIEU, M. TRASMONTE, A. BOONE, E. MARTIN & S. SAUVAGE (2018).** *Water storage variability from GRACE and local hydrology model systems for an intermediate temperate river basin : the Garonne basin (France)* in. 2018 AGU Fall Meeting, 14 déc. 2018 (Washington, D.C., USA).
- [13] **Biancamaria, S., T. SCHAEDELE, D. BLUMSTEIN, F. FRAPPART, F. BOY, J.-D. DESJONQUÈRES, F. BLAREL & F. NIÑO (2016).** *Jason-3 river water elevation measurements accuracy over France* in. 2016 AGU Fall Meeting, 16 déc. 2016 (San Francisco, CA, USA).
- [12] **Biancamaria, S., A.-S. LELEU, F. FRAPPART, D. BLUMSTEIN, V. MARIEU, A. SOTTOLICHIO & A. VALLE-LEVINSON (2015).** *Assesment of water elevation measurement quality from multi nadir altimetry missions over 'small' river : the Garonne River case* in. 2015 AGU Fall Meeting, 18 déc. 2015 (San Francisco, CA, USA).
- [11] **Biancamaria, S., A. LAMY & N. M. MOGNARD (2014).** *Analysis of SWOT spatial and temporal sampling over continents* in. 2014 EGU General Assembly, 30 avr. 2014 (Vienna, Austria).

- [10] **Biancamaria**, S., D. YAMAZAKI & V. PEDINOTTI (2013). *Impact of SWOT orbit subcycle on river studies* in. 2013 EGU General Assembly, 12 avr. 2013 (Vienna, Austria).
- [9] **Biancamaria**, S., E. RODRÍGUEZ, N. GOUTAL, S. RICCI, N. MOGNARD, P. ROGEL & E. L. PAPE (2012a). *Satellite (SWOT) and airborne (AirSWOT) wide-swath altimeters to study the Garonne River* in. ESA 20 years of progress in radar altimetry symposium, 25 sept. 2012 (Venice, Italy).
- [8] **Biancamaria**, S., A. H. M. SIDDIQUE-E-AKBOR, W. YIGZAW, F. HOSSAIN, D. LETTENMAIER, E. RODRÍGUEZ & D. MOLLER (2012b). *Satellite Altimetry : A Potential Reliable Source of Information in Context of Transboundary Basin Issue* in. ESA 20 years of progress in radar altimetry symposium, 25 sept. 2012 (Venice, Italy).
- [7] **Biancamaria**, S., F. HOSSAIN, D. P. LETTENMAIER & E. A. CLARK (2010). *Application of satellite nadir altimetry for forecasting river flow in transboundary rivers* in. 2010 AGU Fall Meeting, 13 déc. 2010 (San Francisco, CA, USA).
- [6] **Biancamaria**, S., M. DURAND, K. M. ANDREADIS, P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD, E. A. CLARK, E. RODRÍGUEZ, D. E. ALSDORF & D. P. LETTENMAIER (2009). *Improving the modelling of an Arctic river by assimilating wide swath altimetry data* in. 2009 AGU Fall Meeting, 16 déc. 2009 (San Francisco, CA, USA).
- [5] **Biancamaria**, S., N. M. MOGNARD, A. BOONE, M. GRIPPA & E. G. JOSBERGER (2008a). *A snow depth multi-year average from passive microwave satellite data for the high latitude regions* in. Microwave Remote Sensing Hydrology Workshop, 21 oct. 2008 (Oxnard, CA, USA).
- [4] **Biancamaria**, S., P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD, M. DURAND, K. M. ANDREADIS, E. RODRÍGUEZ, D. E. ALSDORF, D. LETTENMAIER & F. FRAPPART (2008b). *SWOT Virtual Missions over Arctic river basins* in. Microwave Remote Sensing Hydrology Workshop, 21 oct. 2008 (Oxnard, CA, USA).
- [3] **Biancamaria**, S., N. M. MOGNARD, Y. OUDIN, E. RODRÍGUEZ, K. M. ANDREADIS, M. DURAND, D. LETTENMAIER & D. E. ALSDORF (2008c). *Natural variability in stage/discharge relationship : From in situ measurements to the SWOT satellite estimates* in. Microwave Remote Sensing Hydrology Workshop, 21 oct. 2008 (Oxnard, CA, USA).
- [2] **Biancamaria**, S., P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD & J.-F. CRÉTAUX (2007a). *Modelling the Ob river in Western Siberia using remotely sensed DEM* in. Second Space for Hydrology Workshop, 15 nov. 2007 (Geneva, Switzerland).
- [1] **Biancamaria**, S., N. M. MOGNARD, A. BOONE & M. GRIPPA (2007b). *Impact of landcover on snow depth estimation from SSM/I data over boreal regions* in. 2007 EGU General Assembly, 10 avr. 2007 (Vienna, Austria).

### 5.4.5 Livres et Ouvrages

- [1] *Remote Sensing of the Water Cycle* (éd. LAKSHMI, V., D. ALSDORF, M. ANDERSON, S. **Biancamaria**, M. COSH, J. ENTIN, G. HUFFMAN, W. KUSTAS, P. van OEVLEN, T. PAINTER, J. PARAJKA, M. RODELL & C. RÜDIGER) AGU Geophysical Monograph. 206, 576 (J. Wiley & Sons, New York City). ISBN : 978-1-118-87203-1.

### 5.4.6 Chapitres d'ouvrages

- [3] HERRMANN, M., S. **Biancamaria** & R. ROCA (2015). *La répartition spatiale actuelle de l'eau sur Terre* in *L'eau à découvert* (éd. EUZEN, A., C. JEANDEL & R. MOSSERI) 100-101 (CNRS Éditions, Paris). ISBN : 978-2-271-08829-1.
- [2] CLARK, E. A., S. **Biancamaria**, F. HOSSAIN, J.-F. CRÉTAUX & D. P. LETTENMAIER (Accepted). *Current and future application for altimetry in trans-boundary river management* in *Inland Water Altimetry* (éd. BENVENISTE, J., S. VIGNUDELLI & A. G. KOSTIANOV) (Springer, Amsterdam). ISBN : 978-3-642-22678-6.
- [1] BAUER-GOTTWEIN, P., P. BATES, A. GETIRANA, K. ANDREADIS, P. MATGEN, J. NEAL, S. **Biancamaria** & C. MICHAILOVSKY (Accepted). *Altimetry data assimilation in hydrological modeling* in *Inland Water Altimetry* (éd. BENVENISTE, J., S. VIGNUDELLI & A. G. KOSTIANOV) (Springer, Amsterdam). ISBN : 978-3-642-22678-6.

# Chapitre 6

## Perspectives

Au cours des chapitres précédents, j'ai pu présenter mon travail de recherche passé. Ces travaux, qui s'inscrivent dans le cadre des questions scientifiques posées au chapitre 1, ont ouvert de nouvelles perspectives, que je compte évidemment continuer à investiguer dans les 5 à 10 ans à venir. Ce sont ces perspectives que je présente brièvement ci-dessous.

### 6.1 S'investir pour le futur de l'hydrologie satellitaire

Comme indiqué dans la section 2.4, je me suis déjà beaucoup investi dans les phases de développement de certaines futures missions spatiales, notamment la mission SWOT. Je compte évidemment continuer ce travail, essentiel à mon projet de recherche, mais aussi plus largement à la communauté scientifique en hydrologie continentale. SWOT devrait être lancé fin 2021, dans moins de deux ans. Je vais donc participer à des projets qui seront soumis pour participer au nouveau « SWOT Science Team », lequel couvrira la période 2020-2023 (qui inclut le lancement et une bonne partie de la durée de vie nominale de la mission). L'objectif est de continuer à travailler avec les équipes projets CNES et NASA, ainsi qu'avec les équipes scientifiques françaises et américaines, mais aussi de collaborer avec de nouvelles équipes scientifiques, notamment au Canada (Robert LECONTE et Mélanie TRUDEL de l'université de Sherbrooke) et au Japon (Dai YAMAZAKI de l'université de Tokyo). Via l'ADT, je peux aussi contribuer à la finalisation des produits qui vont être mis à disposition (gratuitement) des utilisateurs finaux. Cet investissement important, mais pas toujours valorisable par des publications, me permettra d'exploiter ces futures données dès qu'elles seront mises à disposition. Il y aura d'abord un travail d'évaluation de la qualité des produits SWOT, auquel je contribuerai. Mais rapidement, j'exploiterai ces données pour les axes de recherche décrits ci-dessous. Pour préparer l'après SWOT, je m'investis dans la proposition de future mission WiSA (voir section 2.4.2) en tant que PI scientifique pour la partie hydrologie continentale de la mission. Ce travail consiste dans un premier temps à définir les objectifs scientifiques et

les exigences techniques sur la mission pour y répondre. Cette mission est envisagée pour après 2030, mais la décennie à venir va être cruciale pour sa définition, d'autant plus avec l'arrivée des données SWOT.

Je vais évidemment continuer à m'investir sur l'altimétrie nadir actuelle et future. L'apport du mode MNT sur les missions actuelles (Jason-3, Sentinel-3A/B) et à venir (Sentinel-6, Sentinel-3C/D) permet de multiplier le nombre d'observations de cotes d'eau. La proposition de constellation SMASH (voir section 2.4.2) a été retenue et classée en priorité 1 par le groupe de travail surfaces continentales du séminaire de prospective scientifique du CNES, ce qui est très encourageant et montre un certain intérêt de la communauté scientifique (et même au-delà) pour des mesures journalières de cotes d'eau. Je compte donc fortement m'investir sur cette proposition de constellation dans les années à venir, étant persuadé de son fort potentiel à la fois scientifique et pour diverses applications (notamment la gestion opérationnelle des ressources en eau). La forte complémentarité entre l'échantillonnage spatial dense de l'altimétrie à fauchée comme SWOT et de l'échantillonnage temporel fin de la mission SMASH pourrait apporter une vision inégalée de la variabilité des eaux à surface libre à diverses échelles spatio-temporelles.

Dans ce manuscrit, j'ai beaucoup évoqué l'altimétrie radar. Mais la mission ICESat a permis de montrer l'intérêt de l'altimétrie lidar, malgré des trous d'observation importants. J'ai commencé à analyser les premières données de la mission ICESat-2 (lancée en septembre 2018), qui semblent très prometteuses, malgré leur complexité. Je compte donc aussi m'investir sur ces nouvelles données.

Enfin, comme mentionné à la section 4.6, je compte aussi utiliser plus fréquemment les données de gravimétrie spatiale GRACE et de son successeur GRACE-FO. Des solutions locales (mascons) et avec une résolution temporelles plus fine (voir par exemple RAMILLIEN *et al.*, 2015) semblent prometteuses pour mon projet de recherche.

## 6.2 Lien observations spatiales et modélisation hydrologique

La combinaison d'observations multi-capteurs pour observer les eaux de surfaces, mais aussi les eaux souterraines s'avère nécessaire pour observer les différents « compartiments » de la partie continentale du cycle de l'eau. Cette combinaison n'est toutefois pas aisée étant donné la diversité des échelles spatiales et temporelles des différentes missions spatiales, comme cela a été montré dans ce manuscrit. Je compte donc continuer à m'investir pour fournir d'une part des produits basés seulement sur des observations satellitaires et in situ. L'intérêt de ces produits sera d'identifier la physique potentiellement manquante dans les modèles hydrologiques globaux et régionaux. Ils offriront aussi une base de données indépendante pour calibrer et valider ces modèles.

D'autre part, la combinaison de ces observations satellitaires hétérogènes en temps et en espace pourra se faire et prendre toute son ampleur via l'assimilation dans les modèles hydrologiques de nouvelle génération en cours de développement dans les centres de recherche météorologiques. Ce travail se fera en étroite collaboration avec le CNRM, notamment avec Simon MUNIER, Aaron BOONE et Patrick LEMOIGNE. Dans ce contexte, je souhaite aussi maintenir ma collaboration avec l'IPH (notamment Rodrigo PAIVA), qui développe des techniques d'assimilation de données in situ et satellites dans le modèle hydrologique régional MGB. Je compte aussi collaborer avec Dai YAMAZAKI et Cédric DAVID qui développent des approches similaires pour leur système de routage respectif, CaMa-Flood et RAPID. L'objectif à terme sera de mieux fermer le bilan de masse à l'échelle des grands bassins versants, d'estimer des réanalyses spatialisées sur plusieurs décennies des débits d'eau douce pour les bassins exoréiques, mais aussi endoréiques.

Enfin, je compte m'investir plus sur le lien eaux à surface libre et eaux souterraines pour les grands bassins versants, comme je l'ai évoqué à la fin du chapitre 4.

### 6.3 Variations stock d'eau douce en Asie du Sud Est et apports vers l'océan

Je souhaite continuer les travaux initiés sur le bassin du Mékong et notamment étudier les liens entre précipitations, oscillations climatiques et variations de volume des eaux de surface du bas Mékong, afin de mieux comprendre les événements extrêmes (inondations et sécheresses) qui affectent le bassin et peut-être ainsi arriver à les prévoir. Pour ce faire, il est nécessaire de nouer des collaborations plus étroites avec la communauté scientifique des atmosphériciens et des océanographes. Ce rapprochement est primordial pour mieux comprendre la variabilité interannuelle affectant les précipitations en période de mousson et d'aller au-delà de corrélations avec les grands indices climatiques.

Investiguer l'impact anthropique direct (barrages et irrigation) sur les eaux de surface et souterraines du Mékong apparaît aussi comme une piste d'étude importante, notamment pendant les périodes de basses eaux. Toutefois, la faible quantité de données disponibles sur ce sujet va rendre ce travail particulièrement complexe. Les observations fournies par les différentes missions Sentinel du programme Copernicus depuis quelques années devraient apporter des informations utiles, en attendant les mesures de la future mission SWOT. Par contre, pour les décennies passées, qui ont connu la mise en service de nombreux barrages, l'évaluation sera plus complexe et nécessitera la combinaison de toutes les mesures satellitaires disponibles, mais aussi auxiliaires (comme des données de terrain ou des MNT précis).

Il faudrait aussi combiner cette étude avec celles effectuées par plusieurs collègues du LEGOS et d'autres laboratoires, afin d'avoir une vision synoptique de la variabilité



des grands bassins versants d'Asie du Sud-Est (Indus, Gange/Brahmapoutre, Godavari, Krishna, Irrawaddy, Salouen, Chao Phraya, Mékong, fleuve rouge, Xi Jiang) et de leur apport d'eau douce vers l'océan Indien et la mer de Chine. L'objectif serait de mettre en parallèle la variabilité interannuelle sur toute la région, de dégager les similitudes et les différences, puis de les expliquer. Pour certains bassins il y a un manque criant de données récentes, les erreurs seront donc plus importantes, mais cette étude permettra aussi de mettre à jour les estimations d'eau douce dans cette région et leurs évolutions récentes, les estimations actuelles se basant sur des observations assez anciennes (MILLIMAN & FARNSWORTH, 2013). De plus, au moins deux de ces bassins (Gange/Brahmapoutre et fleuve rouge) s'inscrivent dans un nouvel axe transverse du LEGOS, dont l'objectif est d'étudier le « continuum continent-plateau-océan du large » dans sa globalité. Mon travail alimentera donc ce futur axe transverse.

## 6.4 Retour vers l'arctique : étude des lacs canadiens

Depuis mon recrutement au CNRS, je me suis surtout intéressé à des grands bassins tropicaux et à un bassin tempéré (la Garonne). Par contre, depuis ma thèse, je n'ai plus étudié les zones arctiques. Or pour avoir une image globale du cycle de l'eau, il est nécessaire de s'intéresser à toutes les latitudes. En particulier, les zones arctiques connaissent des changements importants, notamment liés au changement climatique. Je compte donc m'investir un peu plus sur les zones arctiques dans les années à venir. En particulier, les zones d'eau à surface libre (lacs et zones humides) sont de loin les plus nombreuses aux hautes latitudes (LEHNER & DÖLL, 2004 ; PAPA *et al.*, 2010), notamment au Canada. En collaboration avec l'université de Sherbrooke, l'objectif de cette étude serait d'estimer les variations de volumes d'un certain nombre de lacs au Québec, mais aussi dans le delta des rivières Paix et Athabasca, à la fois à partir de données in situ, d'observation d'interférométrie SAR, d'altimétrie nadir, de MNT résolu et d'observations SWOT. L'intérêt serait de mieux quantifier la dynamique saisonnière et interannuelle de ces lacs et leur évolution récente. Le Québec ayant aussi de nombreux réservoirs, l'impact anthropique direct pourra aussi être observé sur ces zones.

# Références bibliographiques

- ALLEN, G. & T. PAVELSKY (2018). Global extent of rivers and streams. *Science*, 361, 585-588, doi :10.1126/science.aat0636.
- BAMBER, J. (1994). Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 925-938.
- BARATELLI, F., N. FLIPO, A. RIVIÈRE & S. BIANCAMARIA (2018). Retrieving river baseflow from SWOT spaceborne mission. *Remote Sensing of Environment*, 218, 44-54, doi :10.1016/j.rse.2018.09.013.
- BECKER, M., F. PAPA, F. FRAPPART, D. ALSDORF, S. CALMANT, J. S. da SILVA, C. PRIGENT & F. SEYLER (2018). Satellite-based estimates of surface water dynamics in the Congo Basin. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 69, 196-209, doi :10.1016/j.jag.2017.11.015.
- BIANCAMARIA, S., K. M. ANDREADIS, M. DURAND, E. A. CLARK, E. RODRÍGUEZ, N. M. MOGNARD, D. E. ALSDORF, D. P. LETTENMAIER & Y. OUDIN (2010). Preliminary characterization of SWOT hydrology error budget and global capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3, 6-19, doi :10.1109/JSTARS.2009.2034614.
- BIANCAMARIA, S., K. ANDREADIS & S. RICCI (2014a). Using images of continental water surface elevations from upcoming satellite mission - Meeting on Hydrologic Data Assimilation for the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission, Toulouse, France, 12-13 November 2013. *EOS, Transactions AGU*, 95, 105, doi :10.1002/2014E0120004.
- BIANCAMARIA, S. & Y. CHAO (mai 2013). *High Resolution Data Coverage (HRDC) Working Group preliminary report* Note technique pour les équipes projets SWOT JPL/CNES (SDT SWOT).
- BIANCAMARIA, S., M. DURAND, K. M. ANDREADIS, P. D. BATES, A. BOONE, N. M. MOGNARD, E. RODRÍGUEZ, D. E. ALSDORF, D. P. LETTENMAIER & E. A. CLARK (2011a). Assimilation of virtual wide swath altimetry to improve Arctic river modeling. *Remote Sensing of Environment*, 115, 373-381, doi :10.1016/j.rse.2010.09.008.

- BIANCAMARIA, S., F. FRAPPART, A.-S. LELEU, V. MARIEU, D. BLUMSTEIN, J.-D. DESJONQUÈRES, F. BOY, A. SOTTOLICHIO & A. VALLE-LEVINSON (2017). Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide river : evaluation over the Garonne River. *Advances in Space Research*, 59, 128-146, doi :10.1016/j.asr.2016.10.008.
- BIANCAMARIA, S., F. HOSSAIN & D. P. LETTENMAIER (2011b). Forecasting transboundary river water elevations from space. *Geophysical Research Letters*, 38, L11401, doi :10.1029/2011GL047290.
- BIANCAMARIA, S. & Y. KERR (2017). Apport de l'observation satellitaire à l'hydrologie continentale. *La Météorologie*, 97, 70-77, doi :10.4267/2042/62169.
- BIANCAMARIA, S., A. LAMY & N. M. MOGNARD (jan. 2014b). *Spatial and temporal coverage from future SWOT wide swath altimetry satellitemission : implications for continental hydrology* Note technique pour les équipes projets SWOT JPL/CNES (LEGOS/CNES).
- BIANCAMARIA, S., D. P. LETTENMAIER & T. M. PAVELSKY (2016). The SWOT mission and its capabilities for land hydrology. *Surveys in Geophysics*, 37, 307-337, doi :10.1007/s10712-015-9346-y.
- BIANCAMARIA, S., M. MBALLO, P. L. MOIGNE, J. SÁNCHEZ-PÉREZ, G. ESPITALIER-NOËL, Y. GRUSSON, R. CAKIR, V. HÄFLIGER, F. BARATHIEU, M. TRASMONTE, A. BOONE, E. MARTIN & S. SAUVAGE (2019). Total water storage variability from GRACE mission and hydrological models for a 50,000 km<sup>2</sup> temperate watershed : the Garonne River basin (France). *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 24, 100609, doi :10.1016/j.ejrh.2019.100609.
- BIANCAMARIA, S., T. SCHAEDELE, D. BLUMSTEIN, F. FRAPPART, F. BOY, J.-D. DESJONQUÈRES, C. POTTIER, F. BLAREL & F. NIÑO (2018). Validation of Jason-3 tracking modes over French rivers. *Remote Sensing of Environment*, 209, 77-89, doi :10.1016/j.rse.2018.02.037.
- BIANCAMARIA, S., D. YAMAZAKI & V. PEDINOTTI (oct. 2012). *Preliminary assessment of SWOT nominal orbit subcycle impact on hydrology* Note technique pour les équipes projets SWOT JPL/CNES (LEGOS/Univ. Tokyo/CNRM).
- BIRKETT, C. M. (1995). The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100, 25179-25204, doi :10.1029/95JC02125.
- (1998). Contribution of the TOPEX NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34, 1223-1239, doi :10.1029/98WR00124.

- BIRKETT, C. & B. BECKLEY (2010). Investigating the Performance of the Jason-2/OSTM Radar Altimeter over Lakes and Reservoirs. *Marine Geodesy*, 33, 204-238, doi :10.1080/01490419.2010.488983.
- BLUMSTEIN, D., S. BIANCAMARIA, J.-F. CRÉTAUX, S. CALMANT, F. BLAREL, F. FRAPPART, S. FLEURY, E. ZAKHAROVA, S. LE GAC, F. BOY & N. PICOT (2017). *A database of hydrology targets for the new DEM onboard Jason-3* in. 2017 OSTST, 25 oct. 2017 (Miami, FL, USA).
- BLUMSTEIN, D., L. LASSON, S. BIANCAMARIA, S. CALMANT, J.-F. CRÉTAUX, M. BERGÉ-NGUYEN, F. BLAREL, F. FRAPPART, F. PAPA, F. NIÑO, S. FLEURY, E. ZAKHAROVA, S. LE GAC & N. PICOT (2018). *Extending the database of hydrology targets for DEM onboard altimeters* in. 25 years of progress in radar altimetry symposium, 26 sept. 2018 (Ponta Delgada, Azores Archipelago, Portugal).
- CALMETTES, S. (sept. 2013). *De la matérialisation des données satellitaires SWOT à la frontière des mondes de la gestion de l'eau et de la science* Rapport de stage Master 2 Politiques environnementales et pratiques sociales (Université Toulouse 2 Jean Jaurès).
- CHELTON, D., J. RIES, B. HAINES, L.-L. FU & P. CALLAHAN (2001). *Satellite altimetry* in *Satellite Altimetry and Earth Sciences : A Handbook of Techniques and Applications* (éd. FU, L.-L. & A. CAZENAVE) 27-32 (Academic Press, San Diego). ISBN : 0-12-269545-3.
- COUHERT, A., L. CERRI, J.-F. LEGEAIS, M. ABLAIN, N. ZELENSKY, B. HAINES, F. LEMOINE, W. BERTIGER, S. DESAI & M. OTTEN (2015). Towards the 1 mm/y stability of the radial orbit error at regional scales. *Advances in Space Research*, 55, 2-23, doi :10.1016/j.asr.2014.06.041.
- CRÉTAUX, J.-F., K. NIELSEN, F. FRAPPART, F. PAPA, S. CALMANT & J. BENVENISTE (2017). *Hydrological applications of satellite altimetry : rivers, lakes, man-made reservoirs, inundated areas* in *Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces, Earth Observation of Global Changes* (éd. STAMMER, D. & A. CAZENAVE) 459-504 (CRC Press, Boca Raton, USA). ISBN : 978-1-4987-4345-7.
- Les eaux continentales* (2006) (éd. de MARSILY, G.) ISBN : 2-86883-863-4 (Académie des sciences, EDP Sciences, France).
- DECHARME, B., H. DOUVILLE, C. PRIGENT, F. PAPA & F. AIRES (2008). A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 113.
- DESAI, S. (jan. 2018). *Surface Water and Ocean Topography Mission (SWOT) Project, Science Requirements Document D-61923* (NASA/JPL). <[https://swot.jpl.nasa.gov/docs/D-61923\\_SRD\\_Rev\\_B\\_20181113.pdf](https://swot.jpl.nasa.gov/docs/D-61923_SRD_Rev_B_20181113.pdf)> (visité le 24/01/2018).

- DESJONQUÈRES, J.-D., G. CARAYON, N. STEUNOU & J. LAMBIN (2010). Poseidon-3 Radar Altimeter : New Modes and In-Flight Performances. *Marine Geodesy*, 33, 53-79, doi :10.1080/01490419.2010.488970.
- DÖLL, P., H. HOFFMANN-DOBREV, F. PORTMANN, S. SIEBERT, A. EICKER, M. RODELL, G. STRASSBERG & B. SCANLON (2012). Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, 59–60, 143-156, doi :10.1016/j.jog.2011.05.001.
- DOUCET, A., S. GODSILL & C. ANDRIEU (2000). On sequential Monte Carlo sampling methods for Bayesian filtering. *Statistics and Computing*, 10, 197-208.
- EMERY, C. (fév. 2017). *Contribution de la future mission altimétrique à large fauchée SWOT pour la modélisation hydrologique à grande échelle* soutenue le 3 Février 2017. Thèse de doct. (Université Toulouse 3 Paul Sabatier).
- EMERY, C., S. BIANCAMARIA, A. BOONE, P.-A. GARAMBOIS, S. RICCI, M. ROCHOUX & B. DECHARME (2016). Temporal Variance-based Sensitivity Analysis of the River Routing Component of the large scale hydrological model ISBA-TRIP : Application on the Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 17, 3007-3027, doi :10.1175/JHM-D-16-0050.1.
- EMERY, C., A. PARIS, S. BIANCAMARIA, A. BOONE, S. CALMANT, P.-A. GARAMBOIS & J. S. da SILVA (2018). Large scale hydrological model river storage and discharge correction using satellite altimetry-based discharge product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2135-2162, doi :10.5194/hess-22-2135-2018.
- ESCUDIER, P. *et al.* (2017). *Satellite Radar Altimetry in Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces, Earth Observation of Global Changes* (éd. STAMMER, D. & A. CAZENAVE) 1-70 (CRC Press, Boca Raton, USA). ISBN : 978-1-4987-4345-7.
- FISHER, C. K. (juin 2018). *Leveraging Remote Sensing for Global River Monitoring* thèse de doct. (Princeton University).
- FRAPPART, F., S. BIANCAMARIA, C. NORMANDIN, F. BLAREL, L. BOURREL, M. AUMONT, P. AZÉMAR, P.-L. VU, T. L. TOAN, B. LUBAC & J. DARROZES (2018). Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap lake. *Science of the Total Environment*, 636, 1520-1533, doi :10.1016/j.scitotenv.2018.04.326.
- FRAPPART, F., S. CALMANT, M. CAUHOPÉ, F. SEYLER & A. CAZENAVE (2006). Preliminary results of ENVISAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100, 252-264, doi :10.1016/j.rse.2005.10.027.
- FRAPPART, F., F. PAPA, Y. MALBETEAU, J. LEÓN, G. RAMILLIEN, C. PRIGENT, L. SEOANE, F. SEYLER & S. CALMANT (2015a). Surface freshwater storage variations in

- the Orinoco floodplains using multi-satellite observations. *Remote Sensing*, 7, 89-110, doi :10.3390/rs70100089.
- (2015b). Surface freshwater storage variations in the Orinoco floodplains using multi-satellite observations. *Remote Sensing*, 7, 89-110, doi :10.3390/rs70100089.
- FRAPPART, F., G. RAMILLIEN & L. SEOANE (2017). *Chapitre 8 : Caractérisation des redistributions de masse d'eau sur les continents et les calottes polaires par la mission de gravimétrie spatiale GRACE in Observation des surfaces continentales par télédétection II* (éd. BAGHDADI, N. & M. ZRIBI) 243-266 (ISTE Editions, London, UK). ISBN : 978-1-78405-159-4.
- FU, L.-L., D. ALSDORF, R. MORROW, E. RODRÍGUEZ & N. M. MOGNARD (2012). *SWOT : The Surface Water and Ocean Topography Mission Mission Science Document* (). <[https://swot.jpl.nasa.gov/files/swot/SWOT\\_MSD\\_1202012.pdf](https://swot.jpl.nasa.gov/files/swot/SWOT_MSD_1202012.pdf)> (visité le 30/07/2015).
- GASSERT, F., M. LANDIS, M. LUCK, P. REIG & T. SHIAO (mar. 2014). *Aqueduct Global Maps 2.1 Working Paper* (World Resources Institute, Washington D.C., USA).
- GLEICK, P. (1996). *Water resources in Encyclopedia of Climate and Weather* (éd. SCHNEIDER, S. H.) 817-823 (Oxford University Press, New York, USA).
- HÄFLIGER, V., E. MARTIN, A. BOONE, S. RICCI & S. BIANCAMARIA (2019). Assimilation of Synthetic SWOT River Depths in a Regional Hydrometeorological Model. *Water*, 11, 78, doi :10.3390/w11010078.
- HERRMANN, M., S. BIANCAMARIA & R. ROCA (2015). *La répartition spatiale actuelle de l'eau sur Terre in L'eau à découvert* (éd. EUZEN, A., C. JEANDEL & R. MOSSERI) 100-101 (CNRS Éditions, Paris). ISBN : 978-2-271-08829-1.
- HOSSAIN, F., A. H. M. SIDDIQUE-E-AKBOR, L. C. MAZUMDAR, S. M. SHAH-NEWAZ, S. BIANCAMARIA, H. LEE & C. K. SHUM (2014a). Proof of concept of an operational altimeter-based forecasting system for transboundary flow. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7, 587-601, doi :10.1109/JSTARS.2013.2283402.
- HOSSAIN, F., A. H. M. SIDDIQUE-E-AKBOR, W. YIGZAW, S. M. SHAH-NEWAZ, M. HOSSAIN, L. C. MAZUMDER, T. AHMED, C. K. SHUM, H. LEE, S. BIANCAMARIA, F. J. TURK & A. LIMAYE (2014b). Crossing the 'Valley of Death' : Lessons Learned from Implementing an Operational Satellite-Based Flood Forecasting System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1201-1207, doi :10.1175/BAMS-D-13-00176.1.
- HUFFMAN, G. J., D. T. BOLVIN, E. J. NELKIN, D. B. WOLFF, R. F. ADLER, G. GU, Y. HONG, K. P. BOWMAN & E. F. STOCKER (2007). The TRMM Multisatellite Precipita-

- tion Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38-55, doi :10.1175/JHM560.1.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (éd. STOCKER, T. F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S. K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX & P. M. MIDGLEY) ISBN : 978-1-107-05799-1 (Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA).
- KUMMU, M. & J. SARKKULA (2008). Impact of the Mekong River Flow Alteration on the Tonle Sap Flood Pulse. *Ambio*, 37, 185-192.
- KUMMU, M., S. TES, S. YIN, P. ADAMSON, J. JÓZSA, J. KOPONEN, J. RICHEY & J. SARKKULA (2014). Water balance analysis for the Tonle Sap Lake–floodplain system. *Hydrological Processes*, 28, 1722-1733.
- KURTENBACH, E., A. EICKER, T. MAYER-GÜRR, M. HOHLSCHNEIDER, M. HAYN, M. FUHRMANN & J. KUSCHE (2012). Improved daily GRACE gravity field solutions using a Kalman smoother. *Journal of Geodynamics*, 59-60, 39-48, doi :10.1016/j.jog.2012.02.006.
- LAMB, P. J. (1982). Persistence of Subsaharan drought. *Nature*, 299, 46-48, doi :10.1038/299046a0.
- LE GAC, S., F. BOY, N. PICOT, E. AUGÉ, D. BLUMSTEIN, S. BIANCAMARIA, J.-F. CRÉTAUX, S. CALMANT, F. BLAREL, F. FRAPPART & C. BIRKETT (2017). *Update and validation of Jason-3 onboard DEM : enhanced acquisitions over inland water targets* in. 2017 OSTST, 25 oct. 2017 (Miami, FL, USA).
- LEHNER, B. & P. DÖLL (2004). Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, 296, 1-22, doi :10.1016/j.jhydrol.2004.03.028.
- MAHFOUF, J.-F. & J. NOILHAN (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 987-992.
- MANTUA, N., S. HARE, Y. ZHANG, J. WALLACE & R. FRANCIS (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069-1079, doi :10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2.
- River discharge to the coastal ocean - A global synthesis* (2013) (éd. MILLIMAN, J. & K. FARNSWORTH) ISBN : 978-0-521-87987-3 (Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom).



- MRCS/WUP-FIN (2007). *Final Report – Part 2 : Research findings and recommendations. WUP-FIN Phase 2 – Hydrological, Environmental and Socio-Economic Modeling Tools for the Lower Mekong Basin Impact Assessment* (Mekong River Commission et Finnish Environment Institute Consultancy Consortium, Vientiane, Laos).
- NORMANDIN, C., F. FRAPPART, B. LUBAC, S. BÉLANGER, V. MARIEU, F. BLAREL, A. ROBINET & L. GUIASTRENNÉ-FAUGAS (2018). Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-mission data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 1543-1561.
- OKI, T. & Y. SUD (1998). Design of Total Integrating Pathways (TRIP)- A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2, 1-36.
- PAIVA, R. C. D., W. COLLISCHONN, M.-P. BONNET, L. G. G. de GONÇALVES, S. CALMANT, A. GETIRANA & J. S. da SILVA (2013). Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 2929-2946, doi :10.5194/hess-17-2929-2013.
- PAPA, F., S. BIANCAMARIA, C. LION & W. B. ROSSOW (2012). 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, 569-573, doi :10.1109/LGRS.2011.2174958.
- PAPA, F., F. FRAPPART, A. GÜNTNER, C. PRIGENT, F. AIRES, A. GETIRANA & R. MAURER (2013). Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993–2007. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118, 11951-11965, doi :10.1002/2013JD020500.
- PAPA, F., F. FRAPPART, Y. MALBETEAU, M. SHAMSUDDUHA, V. VENUGOPAL, M. SEKHAR, G. RAMILLIEN, C. PRIGENT, F. AIRES, R. PANDEY, S. BALA & S. CALMANT (2015). Satellite-derived surface and sub-surface water storage in the Ganges-Brahmaputra river basin. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 4, 15-35, doi :10.1016/j.ejrh.2015.03.004.
- PAPA, F., C. PRIGENT, F. AIRES, C. JIMENEZ, W. B. ROSSOW & E. MATTHEWS (2010). Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004. *Journal of Geophysical Research*, 115, D12111, doi :10.1029/2009JD012674.
- PARIS, A., R. D. de PAIVA, J. S. da SILVA, D. M. MOREIRA, S. CALMANT, P.-A. GARAMBOIS, W. COLLISCHONN, M.-P. BONNET & F. SEYLER (2016). Stage-discharge rating curves based on satellite altimetry and modeled discharge in the Amazon basin. *Water Resources Research*, 52, 3787-3814, doi :10.1002/2014WR016618.

- PEDINOTTI, V., A. BOONE, S. RICCI, S. BIANCAMARIA & N. M. MOGNARD (2014). Assimilation of satellite data to optimize large-scale hydrological model parameters : a case study for the SWOT missio. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4485-4507, doi :10.5194/hess-18-4485-2014.
- PEKEL, J.-F., A. COTTAM, N. GORELICK & A. BELWARD (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540, 418-422, doi :10.1038/nature20584.
- PHAM-DUC, B., F. PAPA, C. PRIGENT, F. AIRES, S. BIANCAMARIA & F. FRAPPART (2019). Variations of Surface and Subsurface Water Storage in the Lower Mekong Basin (Vietnam and Cambodia) from Multisatellite Observations. *Water*, 11, 75, doi :10.3390/w11010075.
- RAMILLIEN, G. L., F. FRAPPART, S. GRATTON & X. VASSEUR (2015). Sequential estimation of surface water mass changes from daily satellite gravimetry data. *Journal of Geodesy*, 89, 259-282, doi :10.1007/s00190-014-0772-2.
- RÄSÄNEN, T. & M. KUMMU (2013). Spatiotemporal influences of ENSO on precipitation and flood pulse in the Mekong River Basin. *Journal of Hydrology*, 476, 154-168, doi :10.1016/j.jhydrol.2012.10.028.
- RAYNER, N. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi :10.1029/2002JD002670.
- REUBELT, T., N. SNEEUW & M. SHARIFI (2010). *Future mission design options for spatio-temporal geopotential recovery in Gravity, Geoid and Earth Observation* (éd. MERTIKAS, S.) 163-170 (Springer, Berlin - Heidelberg, Germany). ISBN : 978-3-642-10633-0.
- REVEL, M., D. YAMAZAKI & S. KANAE (2018). Estimating global river bathymetry by assimilating synthetic SWOT measurements. *Journal of Japan Society of Civil Engineers (B1)*, 74, 307-312.
- RODELL, M., J. S. FAMIGLIETTI, D. N. WIESE, J. T. REAGER, H. K. BEAUDOING, F. W. LANDERER & M.-H. LO (2018). Emerging trends in global freshwater availability. *Nature*, 557, 651-659, doi :10.1038/s41586-018-0123-1.
- SAKAMOTO, T., N. VAN NGUYEN, A. KOTERA, H. OHNO, N. ISHITSUKA & M. YOKOZAWA (2007). Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery. *Remote Sensing of Environment*, 109, 295-113, doi :10.1016/j.rse.2007.01.011.
- SAKOV, P., G. EVENSEN & L. BERTINO (2010). Asynchronous data assimilation with the enf. *Tellus*, 62, 24-29, doi :0.1111/j.1600-0870.2009.00417.x.

- SANTOS DA SILVA, J., S. CALMANT, F. SEYLER, O. C. R. FILHO, G. COCHONNEAU & W. MANSUR (2010). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, 114, 2160-2181, doi :10.1016/j.rse.2010.04.020.
- STEUNOU, N., J.-D. DESJONQUÈRES, N. PICOT, P. SENGENES, J. NOUBEL & J.-C. POISSON (2015). AltiKa Altimeter : Instrument Description and In Flight Performance. *Marine Geodesy*, 38, 22-42, doi :10.1080/01490419.2014.988835.
- STÖCKLI, R., E. VERMOTE, N. SALEOUS, R. SIMMON & D. HERRING (2005). *The Blue Marble Next Generation - A true color earth dataset including seasonal dynamics from MODIS* (NASA Earth Observatory). <<https://earthobservatory.nasa.gov/Features/BlueMarble/>>.
- SULISTIOADI, Y., K.-H. TSENG, C. SHUM, H. HIDAYAT, M. SUMARYONO, A. SUHARDIMAN, F. SETIAWAN & S. SUNARSO (2015). Satellite radar altimetry for monitoring small rivers and lakes in Indonesia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 341-359, doi :10.5194/hess-19-341-2015.
- TANGDAMRONGSUB, N., P. G. DITMAR, S. C. STEELE-DUNNE, B. C. GUNTER & E. H. SUTANUDJAJA (2016). Assessing total water storage and identifying flood events over Tonlé Sap basin in Cambodia using GRACE and MODIS satellite observations combined with hydrological models. *Remote Sensing of Environment*, 181, 162-173.
- TAPLEY, B., S. BETTADPUR, J. RIES, P. THOMPSON & M. WATKINS (2004). GRACE measurements of mass variability in the earth system. *Science*, 305, 503-505, doi :10.1126/science.1099192.
- TRENBERTH, K. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 123-138, doi :10.3354/cr00953.
- TRENBERTH, K. & G. ASRAR (2014). Challenges and Opportunities in Water Cycle Research : WCRP Contributions. *Surveys of Geophysics*, 35, 515-532, doi :10.1007/s10712-012-9214-y.
- WINGHAM, D., C. RAPLEY & H. GRIFFITHS (1986). *New techniques in satellite altimeter tracking systems in Proceedings of IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8-11 September 1986* (éd. ESA) 1339-1344 ().
- WISSER, D., B. FEKETA, C. J. VÖRÖSMARTY & A. H. SCHUMANN (2010). Reconstructing 20th century global hydrography : a contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 1-24.
- WOLF, A. T., J. A. NATHARIUS, J. J. DANIELSON, B. S. WARD & J. K. PENDER (1999). International river basins of the world. *International Journal of Water Resources Development*, 15, 387-427.

- WORLD WATER ASSESSMENT PROGRAMME (2012). *UN World Water Development Report 4 : Managing Water uOnder Uncertainty and Risk* volume 1 (UNESCO).
- WOUTERS, B., J. A. BONIN, D. P. CHAMBERS, R. E. M. RIVA, I. SASGEN & J. WAHR (2014). GRACE, time-varying gravity, Earth system dynamics and climate change. *Reports on Progress in Physics*, 77, 116801, doi :10.1088/0034-4885/77/11/116801.
- XU, H. (2006). Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 3025-3033, doi :10.1080/01431160600589179.

# Acronymes

ABN	Autorité du Bassin du Niger	100
ADT	Algorithm Definition Team	50, 100, 109
AEnKF	Asynchronous EnKF	62
AGU	American Geophysical Union	98–100
AltiKa	Altimeter in Ka-Band	10, 27, 30, 34, 35, 37
ANOVA	ANalysis Of VAriance	60
ANR	Agence Nationale de la Recherche	96
CDD	Contrat à Durée Déterminée	98
CERFACS	Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique	49, 100
CERTOP	Centre d'Étude et de Recherche Travail Organisation Pouvoir	74
CESBIO	Centre d'Études Spatiales de la BIOSphère	100
CNAP	Conseil National des Astronomes et Physiciens	1
CNES	Centre National d'Études Spatiales	22, 23, 27, 32, 36–39, 47, 48, 50, 52, 65, 71, 94–96, 98, 109, 110

CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques	1, 56, 94, 100, 111, 124
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique	1, 3, 70, 95, 96, 112
COSPAR	Committee on Space Research	100
CR	Chargé de Recherche	95
CSA/ASC	Canadian Space Agency/Agence Spatiale Canadienne	47
CTOH	Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère	3, 22, 25, 33, 38, 39, 42, 95
CTRIP	CNRM Total Runoff Integrating Pathways	3, 6, 11, 56–62, 64–70, 76
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt	43
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement	37
ECHOS	Étude de la Cryosphère et de l'Hydrosphère par Observations Spatiales	3, 22, 95
EGM96	Earth Gravitational Model 1996	41
EGU	European Geosciences Union	100
EKF	Extended Kalman Filter ou Filtre de Kalman Étendu	57
EnKF	Ensemble Kalman Filter	57, 62, 65–67, 123
ENSO	El Niño Southern Oscillation	80, 85, 86
EPOC	Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux	78

EQM	Erreur Quadratique Moyenne	38, 66, 69, 83, 87, 88
ERC	European Research Council	95
ERS	European Remote Sensing (satellite)	26–28
ESA	European Space Agency	22, 27, 32, 38, 52
EVI	Enhanced Vegetation Index	81
FFWC	Flood Forecasting and Warning Center	73
GET	Géosciences Environnement Toulouse	74, 99, 100
GIEC	Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Évolution du Climat	17, 56
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System	10, 39, 41
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment	10, 43–45, 70, 90, 91, 110, 125
GRACE-FO	GRACE Follow-On	91, 110
GRDC	Global Runoff Data Center	10, 14, 16, 78
GSWP3	Global Soil Wetness Project 3	57
HDR	Habilitation à Diriger des Recherches	3, 4, 19, 95
HEC-RAS	Hydrologic Engineering Center - River Analysis System	72, 73
HR	High Resolution	49
HyTroOS	Hydrologie Tropicale et Observations Spatiales	99, 100
ICESat	Ice, Cloud, and land Elevation Satellite	10, 39, 41, 53, 110



IGN	Institut National de l'Information Géographique et Forestière	34, 35, 37
IPH	Instituto de Pesquisas Hidráulicas	65, 99, 111
IRD	Institut de Recherche pour le Développement	1, 96
ISAP	Indice Standardisé d'Anomalie de Précipitations	83–85
ISBA	Interactions between the Surface Biosphere Atmosphere	3, 6, 11, 56–61, 65–68, 70, 76
ISRO	Indian Space Research Organization	27
IWM	Institute of Water Modeling	73
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency	46
JPL	Jet Propulsion Laboratory	49, 99, 100
KaRIn	Ka-band Radar Interferometer	48
KBR	K-band microwave ranging system	44
LEGOS	Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales	1, 3, 4, 22, 33, 38, 52, 57, 74, 90, 93–100, 111, 112
LERMA	Laboratoire d'Études du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique et en Atmosphères	78
lidar	light detection and ranging	39, 76
LMI	Laboratoire Mixte International	96
LR	Low Resolution	49
LRM	Low Resolution Mode	27, 29, 31, 46, 127

LSM	Land Surface Model ou Modèle de Surface Continentale en français	56
LSWI	Land Surface Water Index	81
MAPS	Multi-mission Altimetry Processing Software	33
MGB	Modelo de Grandes Bacias	65, 111
MNT	Modèle Numérique de Terrain	5, 10, 21, 27, 34–39, 41, 79, 110–112
MODIS	MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer	79–81
MRC	Mekong River Commission	11, 78, 86, 87
MSD	SWOT Mission Science Document	49
NASA	National Aeronautics and Space Administration	22, 23, 32, 39, 43, 46–48, 50, 71, 79, 109, 127
NRA	NASA Radar Altimeter	27
OCO <sub>g</sub>	Offset Centre Of Gravity	32
OMP	Observatoire Midi-Pyrénées	99, 100
OSSE	Observing System Simulation Experiment	61, 62, 64
PDO	Pacific Decadal Oscillation	80, 85, 86
PI	Principal Investigator	52, 109
PLRM	Pseudo LRM	27
RA	Radar Altimeter	27
RRM	River Routing Model ou Modèle de Routage de Rivière	56, 57

RTRA-STAE	Réseau Thématique de Recherche Avancée - Sciences et Technologies pour l'Aéronautique et l'Espace	96
SAR	Synthetic Aperture Radar	27, 29, 53, 76, 112, 128
SARAL	Satellite with ARgos and ALtika	10, 25–28, 31, 34, 35, 37
SARIn	SAR Interferometric	29
SCHAPI	Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations	37
SDT	Science Definition Team	49, 100
SDU2E	Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace	98
Sertit	Service régional de traitement d'image et de télédétection	43, 44
SMAP	Soil Moisture Active Passive	53
SMASH	Small Altimetry Satellites for Hydrology	52, 53, 110
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity	53
SPAI	Standardized Precipitation Anomaly Index	83
SRAL	SAR Radar ALtimeter	27
SRD	Science Requirements Document	49
ST	Science Team	49, 100, 109
SURFEX	SURFace EXternalisé	56
SV	Station Virtuelle	11, 25, 27, 28, 33–35, 37–39, 53, 65–67, 72, 80, 87
SWG	SWOT Science Working Group	49

SWOT	Surface Water and Ocean Topography	10, 11, 47–53, 57, 61–65, 68–70, 74–76, 89, 94, 95, 98, 100, 109– 112
TMPA	TRMM Multisatellite Precipitation Analysis	80, 84, 85
TOSCA	Terre - Océan - Surfaces Continentales - Atmosphère	95, 98, 99
TRMM	Tropical Rainfall Measuring satellite Mission	46, 84, 129
TWS	Total Water Storage	44, 129
TWSA	TWS Anomalies	44, 45, 47
UKSA	United Kingdom Space Agency	47
UMR	Unité Mixte de Recherche	96, 99
UPS	Université Toulouse 3 Paul Sabatier	19, 94, 97, 116, 130
USTH	Université des Sciences et Technologies d’Hanoï	96
UT2	Université Toulouse 2 Jean Jaurès	97
UW	Université de Washington	94, 96
VTME	Variations Totales de Masse d’Eau	90, 91
WiSA	Wide Swath Altimetry	52, 53, 109

## Cinq publications significatives

Comme demandé par l'UPS, j'ai sélectionné les cinq publications ci-dessous, que je considère comme significatives de mes activités de recherche. Elles ne sont pas classées par « importance », mais en fonction des chapitres du manuscrit. Les deux premiers articles sont liés au chapitre 2, les deux suivants au chapitre 3 et le dernier au chapitre 4.

Le nom souligné correspond à celui de la doctorante que j'ai co-encadrée. Ceux en italique, aux stagiaires que j'ai co-encadré.e.s et qui ont été associé.e.s à ces publications.

1. **Biancamaria**, S., T. *Schaedele*, D. BLUMSTEIN, F. FRAPPART, F. BOY, J.-D. DESJONQUÈRES, C. POTTIER, F. BLAREL & F. NIÑO (2018). Validation of Jason-3 tracking modes over French rivers. *Remote Sensing of Environment*, 209, 77-89, doi :10.1016/j.rse.2018.02.037.
2. **Biancamaria**, S., D. P. LETTENMAIER & T. M. PAVELSKY (2016). The SWOT mission and its capabilities for land hydrology. *Surveys in Geophysics*, 37, 307-337, doi :10.1007/s10712-015-9346-y.
3. EMERY, C., A. PARIS, S. **Biancamaria**, A. BOONE, S. CALMANT, P.-A. GARAMBOIS & J. S. da SILVA (2018). Large scale hydrological model river storage and discharge correction using satellite altimetry-based discharge product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2135-2162, doi :10.5194/hess-22-2135-2018.
4. **Biancamaria**, S., F. HOSSAIN & D. P. LETTENMAIER (2011). Forecasting transboundary river water elevations from space. *Geophysical Research Letters*, 38, L11401, doi :10.1029/2011GL047290.
5. FRAPPART, F., S. **Biancamaria**, C. NORMANDIN, F. BLAREL, L. BOURREL, M. *Aumont*, P. *Azémar*, P.-L. VU, T. L. TOAN, B. LUBAC & J. DARROZES (2018). Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap lake. *Science of the Total Environment*, 636, 1520-1533, doi :10.1016/j.scitotenv.2018.04.326.