



HAL
open science

Utilisation conjointe de données d'altimétrie satellitaire et de modélisation pour le calcul des débits distribués dans le bassin amazonien

Adrien Paris

► **To cite this version:**

Adrien Paris. Utilisation conjointe de données d'altimétrie satellitaire et de modélisation pour le calcul des débits distribués dans le bassin amazonien. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brésil), 2015. Français. NNT : 2015TOU30203 . tel-01357059

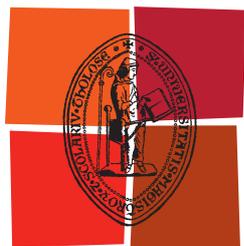
HAL Id: tel-01357059

<https://theses.hal.science/tel-01357059>

Submitted on 29 Aug 2016

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec :

Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidraulicas, Brasil

Présentée et soutenue par :

Adrien PARIS

Le vendredi 25 septembre 2015

Titre :

Utilisation conjointe de données d'altimétrie satellitaire et de modélisation
pour le calcul des débits distribués dans le bassin amazonien

ED SDU2E : Hydrologie, Hydrochimie, Sol, Environnement

Unité de recherche :

Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS)

Directeur(s) de Thèse :

Stéphane CALMANT et Walter COLLISCHONN

Rapporteurs :

Philippe MAILLARD, Patrick SEYLER et Olivier De VIRON

Autre(s) membre(s) du jury :

Jérôme MONNIER, Rodrigo CAUDURO DIAS DE PAIVA et Pierre-André GARAMBOIS

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Pesquisas Hidraulicas

Programa de Pos Graduação em Recursos Hidricos e Saneamento Ambiental

Université Toulouse III Paul Sabatier

Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales

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

Tese de Doutorado

**Uso conjunto de dados de altimetria espacial e de
modelagem para o calculo dos fluxos localizados na
bacia amazonica**

Adrien PARIS

Orientadores :

Dr Stéphane CALMANT (LEGOS/IRD) e Prof. Dr. Walter COLLISCHONN
(IPH/UFRGS)

Relatores :

Prof. Dr. Philippe MAILLARD (UFMG), Dr Patrick SEYLER (IRD/HSM) et Prof. Dr.
Olivier De VIRON (LIENSs)

Banca examinadora :

Prof. Dr. Rodrigo CAUDURO DIAS DE PAIVA (IPH/UFRGS), Prof. Dr. Pierre-André
GARAMBOIS (INSA Strasbourg) e Jérôme MONNIER (UPS/INSA)

Toulouse, França

25 de setembro de 2015

Remerciements

La rédaction de ce manuscrit referme un chapitre de ma vie. Chapitre qui, convenons-en, n'aura pas été un long fleuve tranquille, mais qui, au final, s'ajoute à certains autres événements pour faire de cette année 2015 une année inoubliable pour moi. Évidemment, une thèse n'est pas uniquement l'aboutissement d'un fort investissement personnel. C'est aussi le résultat d'un intense travail collectif, et je ne peux laisser de côté les personnes sans lesquelles rien de cela n'aurait été possible.

En premier lieu, je tiens à remercier très chaleureusement Stéphane CALMANT, mon directeur de thèse, qui a su, dès 2008, déceler en moi, alors jeune étudiant d'école d'ingénieur un peu paumé, le potentiel scientifique et mental pour mener à bien un doctorat. Nul doute que sans cette rencontre mes pas ne m'auraient pas mené où j'en suis aujourd'hui. Pour cela, ainsi que pour son amitié, son aide, son soutien et son incommensurable apport scientifique tout au long de ce processus, je veux lui exprimer ma profonde gratitude.

À Walter COLLISCHONN, mon co-directeur de thèse, je me dois aussi d'adresser un remerciement spécial, pour m'avoir ouvert les portes de l'IPH de Porto Alegre et apporté tout au long de ma thèse sa vision des choses et ses connaissances en hydrologie.

Je remercie également Philippe Maillard, professeur à l'Institut de Géosciences de l'UFMG, Patrick Seyler, directeur de l'unité de recherche HSM et représentant de l'IRD en Guyane et Olivier de Viron, directeur de l'UMR LIENSs, qui ont accepté d'être les rapporteurs de ma thèse et ainsi de statuer sur la qualité scientifique et la pertinence de mon travail.

Merci, aussi, à Jérôme Monnier, Pierre-André Garambois et Rodrigo Paiva d'avoir accepté d'assister à la présentation de ce travail en tant que membres du jury.

Je souhaite également adresser mes remerciements à Marie-Paule Bonnet, Frédérique Seyler et Patrick Seyler pour leurs rôles respectifs dans la mise en place et le fonctionnement de l'accord de coopération IRD-UFRGS ainsi que du LMI « Observatoire des Changements Environnementaux ». Mon travail s'est inscrit dans des coopérations internationales rendues possibles par de telles structures.

À Yves Morel, Martine Mena, Nadine Lacroux et Brigitte Cournou, j'adresse mes remerciements pour avoir grandement facilité la gestion administrative tout le temps de ma présence sur le site du LEGOS. Je remercie également le CNES et la CAPES qui ont, au travers des financements, rendu ce projet possible.

Merci, aussi, à mes collègues de master et doctorat à Porto Alegre, Rodrigo, Paulo, Guilherme, Adalberto, Fernando, Diogo, Mino, Carlos, Katiucia, Rosane, Margarida, Karena pour leur compagnie quotidienne, leur joie de vivre (mention spéciale pour le canard anti-stress d'Adalberto) et leur contribution à mon intégration dans l'équipe. Tout particulièrement, un grand merci à mon ami Rodrigo qui m'a accueilli chez lui lors de mon arrivée au Brésil, et hébergé un bon mois, le temps que je trouve un appartement.

À mes collègues du bureau S005, Nicolas et Pedro, qui ont dû me supporter dans la dernière ligne droite et qui m'ont aidé, à leur manière, au travers de nos discussions lors des incontournables pauses-café et repas sandwiches.

Je tiens aussi à remercier Daniel Medeiros, Sylvain Biancamaria, Frédéric Frappart, Marielle Gosset et Joecila Santos pour l'aide, tant scientifique que matérielle, ainsi que pour les points de vue et les idées, qu'ils ont pu apporter durant le processus de rédaction de l'article principal lié à cette thèse, ou lors de nos réunions de travail.

Je remercie aussi mes premiers élèves, Robson, Mylena et Taina, qui ont pu observer mes talents de formateur et ont eu la patience que ces débuts nécessitaient. Je n'oublie pas, non plus, Johary qui a contribué à internationaliser mon travail par son étude d'un bassin malgache.

Un remerciement spécial va à Pierre-André, qui, malgré notre rencontre tardive, a grandement contribué à la finalisation de cette thèse, si tant est qu'une thèse puisse un jour être considérée

comme terminée. Il m'a énormément apporté scientifiquement et humainement.

Évidemment, je ne peux rester sans remercier mes parents et ma famille, qui ont fait de moi ce que je suis aujourd'hui. Un merci particulier à mes parents pour leur soutien inconditionnel, tant financier que moral, tout au long de ces cinq années, et à mon père, ce « jeune » retraité de l'OCA qui, sans le savoir, a certainement influencé les choix qui m'ont mené jusqu'ici. Oui, j'ai mis un certain temps à comprendre que mon papa n'était pas astronaute, mais ça en a valu le coup.

À mes amis de longue date, Ju, Clem, Yves et Elsa, Yo, Fred, Flo, Ben et Laura, Dam, ainsi qu'aux valeurs ajoutées depuis le temps (toutes générations confondues!), qui malgré l'éloignement géographique n'ont cessé de venir aux nouvelles plusieurs fois par an et m'ont toujours soutenu dans mes choix.

Enfin, oserais-je dire surtout, je remercie mon épouse Fernanda, qui a toujours cru en moi et m'a toujours apporté ce dont j'avais besoin sans que j'aie eu à le lui demander. Merci de m'avoir compris, écouté et soutenu. Si j'en suis là c'est aussi grâce à toi.

À vous tous, ainsi qu'à tous ceux que je n'ai pas cités mais qui ont contribué de près ou de loin à rendre ce travail possible, je dis merci.

À Nesta Rabello Paris, fruit de notre amour inconditionnel.

RÉSUMÉ

Résumé de la thèse présentée à l'Université Toulouse III Paul Sabatier et à l'UFRGS comme pré-requis partiel pour l'obtention du grade de Docteur en Science (D.Sc.)

UTILISATION CONJOINTE DE DONNÉES D'ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE ET DE MODÉLISATION POUR LE CALCUL DES DÉBITS DISTRIBUÉS DANS LE BASSIN AMAZONIEN

Adrien PARIS

25 septembre 2015

Encadrants :

Stéphane Calmant
Walter Collischonn

Cette thèse propose le développement d'une méthodologie permettant l'obtention des débits distribués dans le bassin amazonien à partir des hauteurs d'eau altimétriques. Au vu des derniers travaux et des avancées récentes dans ce domaine, ce travail a particulièrement porté sur les informations connexes pouvant être extraites des résultats. Nous avons utilisé des relations hauteur-débit basées sur l'équation de Manning et optimisées au travers d'un algorithme d'optimisation globale correctement paramétré. Les hauteurs d'eau ont été obtenues à partir des hauteurs altimétriques fournies par les missions ENVISAT et Jason-2, et les débits ont été estimés sur la même période par le modèle MGB-IPH sur l'ensemble du bassin. L'utilisation de l'algorithme d'optimisation SCEM-UA a permis de définir des intervalles *a priori* pour les paramètres ajustables ainsi que de gérer les notions d'erreur dans les données d'entrée, et d'incertitude dans les paramètres de sortie. Une des productions de ce travail est la construction d'une base de données d'un millier de courbes de tarage avec les intervalles de confiance associés. La validité spatiale de ces courbes de tarage a pu être vérifiée par comparaison avec les débits du modèle ainsi que les débits *in situ* disponibles. Leur stabilité dans le temps, quant à elle, a été confirmée par notre capacité à estimer des débits cohérents avec des informations de hauteurs d'eau provenant d'autres missions et d'autres périodes que celle à partir de laquelle les relations hauteur-débit avaient été estimées. Ce travail a également mis en évidence, par validation *in situ*, modélisation inverse et analyse de cas tests sur des rivières synthétiques, la capacité de la méthodologie proposée à identifier les caractéristiques géomorphologiques des sections étudiées.

RESUMO

Resumo da tese apresentada à Université Toulouse III Paul Sabatier e à UFRGS como pré-requisito para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

USO CONJUNTO DE DADOS DE ALTIMETRIA ESPACIAL E DE MODELAGEM PARA O CALCULO DOS FLUXOS LOCALIZADOS NA BACIA AMAZONICA

Adrien PARIS

25 de setembro de 2015

Orientadores :

Stéphane Calmant
Walter Collischonn

Esta tese propõe o desenvolvimento de uma metodologia para a obtenção das vazões distribuídas na bacia Amazonica com base nas alturas de água da altimetria espacial. Tendo em vista as últimas pesquisas e os recentes avanços neste ramo, este trabalho focou nas informações conexas que podem ser extraídas dos resultados. Utilizamos relações altura-vazão baseadas na equação de Manning que foram otimizadas através de um algoritmo de otimização global adequadamente configurado. As missões altimétricas ENVISAT e Jason-2 forneceram as alturas de água e as vazões foram estimadas no mesmo período pelo modelo MGB-IPH. O uso do algoritmo SCEM-UA permitiu que definíssemos intervalos a-priori para os parâmetros da otimização como também o gerenciamento dos erros nos dados de entrada e das incertezas nas variáveis de saída, uma das produções deste trabalho sendo então um banco de dados de um mil curvas chave e os intervalos de confiança associados. A validação com as vazões simuladas e *in situ* permitiu concluir sobre a coerência espacial das curvas assim obtidas. A estabilidade no tempo delas foi confirmada pelo fato de que conseguimos estimar vazões adequadas a partir de dados oriundos de outras missões altimétricas e em períodos temporais distintos daqueles para quais as curvas chave foram otimizadas. Este trabalho também nos permitiu provar, através de validação *in situ*, modelagem inversa e análise de casos teste de rios sintéticos, que a metodologia proposta consegue identificar as características geomorfológicas das seções estudadas.

ABSTRACT

Abstract of the thesis presented to Université Toulouse III Paul Sabatier and to UFRGS as pre-requisite for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

JOINT USE OF SATELLITE ALTIMETRY AND MODELED DATA FOR ESTIMATING DISTRIBUTED DISCHARGES IN THE AMAZON BASIN

Adrien PARIS

25 september 2015

Advisors :

Stéphane Calmant
Walter Collischonn

This thesis proposes the development of a methodology that aims to obtain distributed discharges in the Amazon basin based on satellite altimetry data and modeled discharges. Given recent works and advances, this work focused particularly on the information that can be inferred from the resulting relationships. We used stage-discharge relationships based on Manning's equation that were optimized through a global optimization algorithm adequately configured. Altimetry data was taken from ENVISAT and Jason-2 missions and discharges were estimated for an overlapping period by the MGB-IPH model. *A priori* intervals were defined into the SCEM-UA scheme for each optimization's parameter, and the algorithm allowed us to deal with input errors and output uncertainties. We produced a thousand gross database of rating curves and associated confidence intervals. Hydrological coherence was proved by validation with both modeled and *in situ* discharges. Successfully using an ENVISAT-based RC with Jason-2 data to estimate discharge at a cross-over, we proved that rating curves are not mission-dependent and can be used with any incoming water height data. Geomorphological characteristics of studied section given by our rating curves were validated through comparison with *in situ* data, inverse modeling of a braided river reach and synthetic rivers test cases.

Table des matières

1. Introduction	1
1.1. Contexte général	1
1.2. Problématique	4
1.3. Objectifs de la thèse	4
1.4. Organisation du travail	5
I. Révision bibliographique et cadre de travail	6
2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien	8
2.1. Le cycle de l'eau	8
2.2. Bilan des ressources en eau	9
2.3. Le bassin amazonien	12
2.3.1. Présentation générale	12
2.3.2. Climatologie et hydrologie de l'Amazonie	14
2.3.2.1. Précipitations et climat	14
2.3.2.2. Processus hydrologiques	16
2.3.3. L'Amazone et l'Homme	19
2.4. La mesure du débit	21
2.4.1. Mesures <i>in situ</i>	21
2.4.1.1. Mesures par ADCP	21
2.4.1.2. Échelles limnimétriques et courbes de tarage	22
2.4.2. Autres méthodes de détermination du débit	23
2.5. Conclusions	23
3. La modélisation hydrologique	25
3.1. Types de modèles	25
3.1.1. Classification des modèles hydrologiques	25
3.1.2. Critères de choix d'un modèle	26
3.2. Sources d'incertitudes	26
3.3. Le modèle MGB-IPH	27
3.3.1. Discrétisation des bassins versants	27
3.3.2. Équilibre énergétique	28
3.3.3. Propagation des flux	29
3.3.4. Données d'entrée	29
3.3.5. Étalonnage du MGB-IPH	30

3.3.6.	Perspectives et avancées récentes	31
3.4.	Données utilisées dans notre étude	31
3.5.	Conclusions	34
4.	L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales	35
4.1.	Généralités	35
4.2.	Les missions d'altimétrie	37
4.2.1.	Les premières missions	37
4.2.2.	Chronogramme de l'altimétrie	38
4.2.2.1.	Les missions passées	38
4.2.2.2.	Les missions actuelles	39
4.2.2.3.	SWOT, l'avenir de l'altimétrie satellitaire ?	40
4.2.3.	Orbitologie et trajectographie	40
4.3.	Physique de la mesure	43
4.4.	Altimétrie et hydrologie continentale	44
4.4.1.	Débuts	44
4.4.2.	Création des séries temporelles de hauteurs d'eau	45
4.4.3.	Applications pour les eaux continentales	48
4.4.4.	Autres données spatiales pour l'hydrologie continentale	54
4.5.	Utilisation des stations virtuelles dans notre étude	54
4.6.	Conclusions	56
5.	Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation	58
5.1.	Courbes de tarage	59
5.1.1.	Équations	59
5.1.2.	Détermination d'une courbe de tarage	60
5.1.2.1.	Les types de contrôles	60
5.1.2.2.	Mode de détermination	62
5.1.2.3.	Gestion des incertitudes	63
5.1.3.	Conclusion	63
5.2.	Algorithmes d'optimisation globale en hydrologie	64
5.2.1.	Algorithmes d'optimisation	64
5.2.1.1.	Généralités	64
5.2.1.2.	Optimisation globale	65
5.2.1.3.	Et l'hydrologie dans tout ça ?	66
5.2.2.	L'algorithme SCEM-UA	67
5.2.2.1.	Stratégies d'optimisation et d'évolution	67
5.2.2.2.	Étape par étape	68
5.2.3.	Conclusion	68
5.3.	Paramétrage des algorithmes	68
5.3.1.	Intervalles des paramètres de la courbe de tarage	71
5.3.1.1.	Paramètre a	71
5.3.1.2.	Paramètre b	71

Table des matières

5.3.1.3. Paramètre Z_0	71
5.3.2. Nombre de complexes et de générations	72
5.3.3. Fonction objectif (FO) de l’algorithme MCMC	73
5.3.4. Conditions de convergence	73
5.4. Incertitudes des données d’entrée de l’algorithme	73
5.4.1. Incertitudes sur les débits simulés	73
5.4.2. Incertitudes sur les hauteurs d’eau altimétriques	74
5.5. Populations Cal/Val	75
5.6. Indicateurs de performance	77
5.6.1. Coefficient de Nash-Sutcliffe	77
5.6.2. NRMSE	77
5.7. Conclusions	77
II. Résultats	79
6. Résultats quantitatifs	81
6.1. Convergence de l’algorithme	81
6.2. Comparaison avec les débits modélisés	82
6.2.1. Coefficient de Nash-Sutcliffe	82
6.2.2. Erreur quadratique moyenne	85
6.3. Validation avec des données <i>in situ</i>	87
6.4. Conclusions	88
7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage	90
7.1. Coefficients “ <i>a</i> ” et “ <i>b</i> ”	90
7.2. Coefficient “ Z_0 ”	93
7.3. Conclusions	96
III. Analyse de sensibilité	98
8. Sensibilité de l’algorithme	100
8.1. Sensibilité aux intervalles initiaux	100
8.1.1. Design expérimental	100
8.1.2. Résultats	100
8.2. Sensibilité aux erreurs sur les données d’entrée	102
8.2.1. Design expérimental	102
8.2.2. Résultats	102
8.3. Conclusions	102
9. Incertitudes et intervalles de confiance	104
9.1. Incertitudes sur les paramètres	104
9.1.1. Considérations	104
9.1.2. Résultats	104

9.2. Incertitudes dans l'estimation du débit	106
9.2.1. Considérations	106
9.2.2. Résultats	106
9.3. Conclusions	108
10. Effets de l'échantillonnage sur les courbes de tarage	110
10.1. Design expérimental	110
10.2. Résultats	110
10.3. Conclusions	112
IV. Discussion des résultats	113
11. Courbes de tarage et effet de barrage	115
11.1. Analyse de l'impact de l'effet de barrage	115
11.2. Nouvelle formulation de la courbe de tarage	115
11.3. Conclusions	120
12. Validation de données de pluie et de sorties de modèles hydrologiques	123
12.1. Généralités	123
12.2. Résultats	123
12.3. Conclusions	125
13. Comparaison avec les courbes de tarage <i>in situ</i>	126
13.1. Généralités sur les courbes de tarage <i>in situ</i>	126
13.2. Comparaison avec les courbes de tarage altimétriques	126
13.2.1. Détermination des courbes de tarage <i>in situ</i>	126
13.2.2. Relation avec les courbes de tarage altimétriques	127
13.3. Conclusions	128
V. Applications	130
14. Utilisations de l'élévation du fond du fleuve	132
14.1. Validation du coefficient " Z_0 "	132
14.1.1. Validation par des mesures ADCP	132
14.1.2. Validation par modélisation inverse	134
14.1.3. Profondeur des cours d'eau	135
14.2. Applications	137
14.3. Conclusions	138
15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite	140
15.1. Design expérimental	140

Table des matières

15.2. Résultats	145
15.2.1. Identification des caractéristiques géomorphologiques	145
15.2.1.1. Formulation initiale	145
15.2.1.2. Considération de la variabilité temporelle de la pente dans l'équation de la CT	148
15.2.1.3. Insertion de la pente à l'exposant $1/3$	151
15.2.1.4. Limites des approximations	151
15.2.2. Résumé des performances	152
15.3. Conclusions	152
16. Relations de géométrie hydraulique en Amazonie	155
16.1. Considérations	155
16.2. Résultats	155
16.3. Conclusions	157
17. Calcul et prévision de débits	158
17.1. Non dépendance à la mission	158
17.1.1. Validation aux points de croisement	158
17.1.2. Stabilité dans le temps des courbes de tarage	161
17.2. Calcul instantané de débits et réanalyses	164
17.3. Système de prévision basé uniquement sur l'altimétrie	164
17.3.1. Généralités	164
17.3.2. Résultats	166
17.4. Conclusions	169
VI. Conclusions et perspectives	170
Bibliographie	173
A. Résumé étendu	190
B. Stage-discharges rating curves based on satellite altimetry and modeled discharge in the Amazon basin	203
C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien	259

Table des figures

1.1. Les principaux secteurs consommateurs d'eau par pays (Source : WRI)	2
1.2. Répartition spatiale des stations codées en fonction de la durée de la série d'observations	3
1.3. Nombre de stations avec des données de débit mensuelles et journalières	3
2.1. Représentation schématique du cycle de l'eau, de ses composantes et de ses processus (Source : USGS)	8
2.2. Répartition de la disponibilité en eau douce (Source : FAO/WRI (2012))	10
2.3. Répartition géographique du stress hydrique	11
2.4. Fragmentation des principaux bassins versants	12
2.5. Répartition des précipitations annuelles moyennes de 1975 à 2003 sur le bassin amazonien (Source : Espinoza Villar <i>et al.</i> (2009))	15
2.6. Gradient d'humidité au sein du bassin amazonien pendant la saison sèche (Source : Davidson <i>et al.</i> (2012))	16
2.7. Les principaux cours d'eau drainant le bassin amazonien, et l'élévation issue du SRTM	17
2.8. Décalage temporel des extrêmes des cours d'eau du bassin amazonien. Comparaison entre le Jurua, le haut Negro et le cours principal (Source : Pardé (1936))	18
2.9. Effet du contrôle aval sur la relation hauteur débit au cours du Madeira : phénomène d'hystérésis. Les cercles pleins correspondent aux couples H/Q en eaux montantes et les cercles vides en décrue. Stations localisées de 1 320 km à 260 km de l'embouchure avec l'Amazone (Source : Meade <i>et al.</i> (1991))	19
2.10. Habitant transportant sa pirogue sur le rio Negro	19
2.11. Section du rio Negro en droit de Novo Airão mesurée par ADCP lors de la campagne de décembre 2014	21
2.12. Échelles limnimétriques sur les marges du fleuve Cueiras, affluent du Negro (Archives personnelles)	22
2.13. Ensemble de courbes de tarage à Óbidos (Source : adapté de Jaccon (1987))	23
3.1. Représentation schématique du MGB-IPH	27
3.2. Établissement des directions de flux selon le modèle D8	28
3.3. Exemples de réseaux de drainage déterminés avec trois valeurs limites distinctes (unité : pixels). Cas du bassin du Tsiribihina - Madagascar	28
3.4. Les 5 765 mini-bassins obtenus suite à la discrétisation automatique du bassin amazonien	32

Table des figures

3.5. Découpage du bassin suivant le mode de modélisation : hydrologique (MC model - Muskingum Cunge) et hydrodynamique (HD model) (Source : Cauduro Dias de Paiva <i>et al.</i> (2013c))	33
3.6. Évaluation de l'assimilation de débits <i>in situ</i> (Source : Cauduro Dias de Paiva <i>et al.</i> (2013a))	34
4.1. Topographie moyenne des océans par altimétrie (Source : Aviso+)	35
4.2. Épaisseur de la banquise vue par satellite (Source : ESA)	36
4.3. L'altimétrie satellitaire pour les eaux continentales, vue d'artiste (Source : Aviso+)	36
4.4. La station orbitale Skylab	37
4.5. Les missions altimétriques passées et la précision sur la mesure de l'orbite (Source : Aviso+)	38
4.6. Schéma de fonctionnement de la mission SWOT (Source : CNES)	40
4.7. Couverture spatiale de la mission SWOT (Source : CNES)	41
4.8. Classification des orbites des satellites artificiels par altitude. En bleu les LEO, en vert les MEO, en rouge celles dont l'altitude est supérieure à la GEO (Source : Wikipedia.org)	42
4.9. Principe de la mesure altimétrique (Source : (OCA, 2011))	43
4.10. Modèle de géoïde obtenu à partir de l'altimétrie (Source : Aviso)	44
4.11. Ondes réfléchies par une surface lisse et par une surface de type océan (Source : Calmant <i>et al.</i> (2008))	45
4.12. Différentes formes de sélection pour la création de séries temporelles de hauteurs d'eau (Source : Roux <i>et al.</i> (2010))	49
4.13. Paraboles des hauteurs ENVISAT à un croisement avec le haut rio Negro (Source : Santos Da Silva <i>et al.</i> (2010))	50
4.14. Traces au sol ENVISAT superposées au modèle numérique de terrain de l'Amazonie (données SRTM) et aux cours d'eau obtenus par algorithme automatique	51
4.15. Traces au sol Jason-2 superposées au modèle numérique de terrain de l'Amazonie (données SRTM) et aux cours d'eau obtenus par algorithme automatique	52
4.16. Localisation et série temporelle de hauteurs d'eau de la SV Jamari_650_03 de la base de données UEA/IRD	53
4.17. Stations virtuelles ENVISAT et Jason-2 utilisées dans notre étude	55
4.18. Débits moyens annuels estimés par le MGB-IPH pour tout le réseau de drainage (a) et extraits aux stations virtuelles (b)	57
5.1. Mise en place d'un GPS sur une règle pour son nivellement (Photographie Jacques Veron)	58
5.2. Différentes formes de section de contrôle (Source : WHYCOS)	61
5.3. Exemples de fonction $RMS = f(Z_0)$ en quatre stations virtuelles du rio Negro (Source : Leon <i>et al.</i> (2006))	62
5.4. Cas d'optimisation par méthode du simplexe de Nelder et Mead. Optimisation de $z = f(x, y)$ avec z possédant un minimum (a), pas de minimum (b) et deux minima (c et d) sur le domaine (Source : www.jakubkonka.com)	66

Table des figures

5.5. Répartition de la population initiale à l'intérieur de l'espace de recherche	67
5.6. Organigramme de l'algorithme SCEM-UA (Source : Vrugt <i>et al.</i> (2003))	69
5.7. Organigramme de l'algorithme de Metropolis pour l'évolution des complexes, implémenté dans le SCEM-UA (Source : Vrugt <i>et al.</i> (2003))	70
5.8. Exemple de fonctions de densité de probabilité pour le paramètre a . En rouge figure la loi utilisée dans cette étude	72
5.9. Série temporelle de débits (aux dates de données de hauteurs d'eau, voir fig. 5.10)	74
5.10. Série temporelle de hauteurs d'eau	75
6.1. Statistiques de convergence pour un échantillon aléatoire de 100 stations virtuelles	81
6.2. Valeurs du coefficient de Nash-Sutcliffe obtenues entre les débits du modèle MGB-IPH et les débits calculés par la courbe de tarage pour les sous-populations d'étalonnage (a) et de validation (b)	84
6.3. Valeurs du $NRMSE$ obtenues entre les débits du modèle MGB-IPH et les débits calculés par la courbe de tarage pour les sous-populations d'étalonnage (a) et de validation (b)	86
6.4. Corrélation entre E_{NS} et $NRMSE$ pour l'ensemble des stations virtuelles et pour la sous-population d'étalonnage	87
6.5. Valeur du coefficient de Nash-Sutcliffe entre les débits calculés et ceux observés aux stations <i>in situ</i> . 37 SV ENVISAT et 14 SV Jason-2 ont été utilisées pour ces comparaisons	88
7.1. Répartition géographique du coefficient " a "	91
7.2. Répartition géographique du coefficient " b "	91
7.3. Relations le long des fleuves entre les coefficients " a " et " b " de la courbe de tarage	93
7.4. Répartition géographique du coefficient " Z_0 " (en mètres par rapport à l'ellipsoïde WGS84)	94
7.5. Répartition géographique de la profondeur moyenne aux stations virtuelles	95
7.6. Surface d'élévation moyenne obtenue à partir des coefficients " Z_0 " des courbes de tarage.	96
8.1. Valeurs des meilleurs paramètres et écarts types pour les 50 itérations. Diagramme en boîte des paramètres a , b et Z_0 après les 50 itérations	103
9.1. Fonctions densités de probabilité des paramètres a , b et Z_0 obtenues pour les six stations virtuelles présentées chapitre 5	105
9.2. Courbes de tarage et intervalles de confiance à 95 %	107
9.3. Taille de l'intervalle de confiance pour chaque station virtuelle traitée	108
10.1. Erreurs sur la détermination des paramètres en fonction de l'échantillonnage de la série temporelle	112
11.1. Pentes calculées pour la SV 149_01 du rio Negro suivant les méthodes exposées ci-dessus. En vert est représentée S_{clim} , en bleu S_{interp} et en rouge S_{moy}	116

Table des figures

11.2. Résultats de l'optimisation sur le Negro après insertion de la pente. Résultats avec la pente S_{clim} (ronds jaunes) et avec la pente S_{interp} (carrés verts)	117
11.3. Confluence entre le Branco et le Negro montrant l'effet de barrage physique du premier sur le second et le sens des écoulements (Image LandSat)	119
11.4. Amélioration de l' E_{NS} et du $NRMSE$ par insertion de la pente	120
11.5. Relation hauteur-débit de la station virtuelle 564 sur le Negro (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision))	121
12.1. Précipitations moyennes annuelles estimées par différents algorithmes entre octobre 2011 et octobre 2012 sur le bassin du Japura. a) TAPEER1.5; b) GPCP; c) MERGE; d) TRMM 3B42 V7	124
12.2. Relation entre $\sigma_{modèle}$ et E_{NS} (a) et entre $\sigma_{modèle}$ et $NRMSE$ (b)	125
13.1. Courbe de tarage de l'ANA à Manicoré (données téléchargées le 18/03/2015) montrant les couples cote/débit entre 01/01/1998 et 31/12/2014	127
13.2. Série temporelle de débits de l'ANA à Manicoré tels que fournis sur le site (trait rouge pointillé) et ceux calculés à partir des cotes d'eau fournies sur le site (trait rouge continu). Débits calculés par altimétrie à partir des données ERS-2, T/P, ENVISAT, Jason-2 et Srl/AltiKa (trait noir)	128
13.3. Ensemble de courbes de tarage à Óbidos, incluant celle de l'ANA (courbe rouge) et l'altimétrique (courbe bleue) avec son intervalle de confiance associé	129
14.1. Différents types de sections transversales de rivières. Cas de deux sections du rio Negro localisées sur deux bras différents mais à une faible distance l'une de l'autre. En abscisse se trouve la distance parcourue depuis la rive gauche, en ordonnée la profondeur. L'échelle de couleur représente la vitesse du flux mesurée par l'ADCP	133
14.2. Localisation du bief et des stations virtuelles étudiées (Source : Garambois <i>et al.</i> (en révision))	134
14.4. Lignes d'eau obtenues par simulation de courbes de remous entre six SV du Xingu (Source : Garambois <i>et al.</i> (en révision))	135
14.3. Configuration des géométries des sections transversales (Source : Garambois <i>et al.</i> (en révision))	135
14.5. SV du Madeira utilisées pour comparer les profondeurs altimétriques et <i>in situ</i>	136
14.6. Comparaisons des profondeurs mesurées, estimées, d'un côté, par le MGB-IPH et, de l'autre, à partir des hauteurs altimétriques et des coefficients « Z_0 »	137
14.7. Profils longitudinaux du Madeira et du Negro avec les enveloppes max-min des observations altimétriques	139
15.1. Forme des sections transversales en fonction du coefficient « b_w », pour un « W_0 » donné (échelles non respectées)	141
15.2. Profils bathymétriques utilisés dans les expériences avec les lignes d'eau calculées pour chaque mode de variation de la largeur	142
15.3. Largeurs obtenues pour chaque bathymétrie aux débits de 200 et 2 000 $m^3.s^{-1}$	143

Table des figures

15.4. Restitution des profils longitudinaux par les courbes de tarage (coefficient “ Z_0 ”) sans considération de la variabilité temporelle de la pente dans l’équation	146
15.5. Coefficients « a » et « b » obtenus en utilisant l’équation de Manning (sans considération de la variabilité de la pente) pour l’optimisation des courbes de tarage	147
15.9. Relation entre $a/W_0 \times n$ et $(1 - b)$ avec « a » et « b » estimés	148
15.6. Restitution de la bathymétrie par les courbes de tarage avec considération de la variabilité temporelle de la pente	149
15.7. Performances dans l’identification du coefficient « b_w » pour chaque cas et en fonction du « b_w » avec prise en compte de la variabilité de la pente dans l’équation de la CT	150
15.8. Erreurs sur l’estimation du coefficient « b »	151
15.10 Évolution de l’erreur sur le coefficient « b » en fonction du ratio W_0/h_{moy} pour les sections à $b_w = 0, 1$	154
16.1. Relations AMHG obtenues à partir des coefficients « a » et « b » des courbes de tarage corrigées pour les rivières Negro et Madeira	156
17.1. Points de croisement des traces au sol d’ENVISAT et de Jason-2	159
17.2. Indicateurs de performance des débits calculés à partir de données Jason-2 et comparés aux débits <i>in situ</i> à partir des courbes de tarage ENVISAT	160
17.3. Différences entre les courbes de tarage calculées à partir des données ENVISAT 1re orbite et 2e orbite	162
17.4. Courbe de tarage de la SV Tapajos 336_01 et de la SV combinée J-2 et ENVISAT	163
17.5. Pas à pas de la mise à jour d’une série temporelle de débits obtenue à partir de l’altimétrie multi-missions	165
17.6. Séries temporelles d’anomalies des hauteurs d’eau avant et après rephasage	167
17.7. Variation de la qualité de prévision en fonction de l’horizon de prévision. E_{NS} (a) et $NRMSE$ (b)	168
A.1. Melhoria da qualidade das simulações graças à assimilação de dados (Fonte : Cau-duro Dias de Paiva <i>et al.</i> (2013a))	193
A.2. Ilustração das perturbações aplicadas aos dados de entrada do algoritmo	194
A.3. Valores dos indicadores de qualidade para as populações Cal/Val. A esquerda, valor do E_{NS} das vazões calculadas com base nas alturas da população da calibração. A direita, E_{NS} para a validação	195
A.4. Curva chave com efeito de remanso no rio Negro. Os triangulos brancos são os pares H/Q obtidos com a formulação tradicional da curva chave; Em verde os pares calculados apos inserção da declividade variavel; Em vermelho são os pares de entrada do algoritmo e em amarelo são medidas ADCP no mesmo periodo dos dados. À direita : valor da declividade para cada mês do ano	196
A.5. Resultados dos testes de analyse de sensibilidade	197
A.6. Analyse da sensibilidade à perda de informações	198

Table des figures

A.7. Comparação entre profundidades <i>in situ</i> e estimadas pela curva chave e altimetria. A linha pointilhada representa a profundidade estimada pelo MGB-IPH ; A linha vermelha é a observada nas estações <i>in situ</i> da ANA. Os pontos são as profundidades calculadas a partir do coeficiente “ Z_0 ” e da observação altimétrica	199
A.8. Resultados de curvas de remanso feitas a partir da bathymetria determinada pelas curvas chave. O trecho estudado é um trecho do rio Xingu longo de aproximadamente cem kilometros cortado por um mesmo traço de satellite diversas vezes. à esquerda são ilustradas as linhas d’água para três condições de vazão, e sobrepostas os níveis de água da altimetria. A direita, os erros para o periodo 2002-2009 associados às cotas d’água calculadas	200
A.9. Identificação da bathymetria pelo metodo das curvas chave. As 3 batimetrias testadas estão representadas, junto com os resultados em « Z_0 » obtidos para cada valor do coeficiente « b_w »	201
C.1. Page d’accueil et chargement de la base de données de CT	260
C.2. Écran principal : Carte Lat./Long. des SV traitées (cadran de gauche) et visualisation d’une SV au choix (cadran de droite)	261
C.3. Chargement d’un fichier pour màj de la série temporelle de débits à partir des données altimétriques (ex : màj avec J-2)	262
C.4. Série de débits mise à jour	263
C.5. Changement de la variable visualisée sur le cadran de gauche (choix entre E_{NS} , a , b , Z_0 , etc.)	264
C.6. Superposition des débits du MGB-IPH à la CT et à la série temporelle de débits altimétriques	265

Liste des tableaux

2.1. Liste des principaux cours d'eau du monde (classés par ordre de débit moyen décroissant)	13
2.2. Caractéristiques des principaux cours d'eau et bassins versants du bassin amazonien	17
2.3. Cotes maximales, minimales et marnage des cours d'eau du bassin amazonien pour la période 1928-1933 (Adapté de Pardé (1936))	18
2.4. Avantages du transport fluvial par rapport au ferroviaire et au routier (Source : Antaq (2013) et DER-GO)	20
4.1. Principaux avantages et inconvénients des différents types d'orbite	42
4.2. Corrections nécessaires à la détermination d'une hauteur d'eau altimétrique en milieu continental	47
4.3. Échantillonnage du bassin amazonien par les stations virtuelles	56
4.4. Grandeurs caractéristiques des débits moyens aux stations virtuelles. Les débits sont ceux estimés par le MGB-IPH sur la période d'étude	56
5.1. Qualités requises pour un algorithme d'optimisation globale (Source : adapté de Duan <i>et al.</i> (1994))	65
5.2. Paramétrage de l'algorithme SCEM-UA	72
5.4. Distance avec la valeur optimale de chaque paramètre en fonction du tirage (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision))	76
5.3. Taille des intervalles de confiance en fonction du tirage (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision))	76
6.1. Principales valeurs caractéristiques du coefficient de Nash-Sutcliffe (E_{NS}) entre les débits modélisés et les débits calculés (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision)) . . .	82
6.2. E_{NS} moyen pour les courbes de tarage des principaux affluents de l'Amazone et du cours principal (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision))	82
6.4. $NRMSE$ moyen pour les courbes de tarage des principaux affluents de l'Amazone et du cours principal (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision))	85
6.3. Principales valeurs caractéristiques du $NRMSE$ (en %) entre les débits modélisés et les débits calculés (Source : Paris <i>et al.</i> (en révision))	85
7.1. Statistiques des coefficients « a » et « b » pour l'ensemble des courbes de tarage utilisées dans notre étude	92
8.1. Résultats des tests de sensibilité aux intervalles des paramètres	101
9.1. Présentation des six stations virtuelles choisies pour illustrer les résultats	104

Liste des tableaux

9.2. Écart types des paramètres a , b et Z_0 pour chacune des six stations virtuelles . .	106
9.3. Grandeurs caractéristiques de l'intervalle de confiance des courbes de tarage dans la base de données (en pourcentage du débit)	108
10.1. Résultats des tests d'analyse de sensibilité à l'échantillonnage. Le σ est l'écart type de l'ensemble des solutions retenues par l'algorithme, et Δ est la différence par rapport à la valeur « vraie », en %	111
11.1. Pentes calculées au long des onze premières SV du Negro	117
11.2. Résultats de l'optimisation des onze premières CT du rio Negro en considérant, ou non, la variation temporelle de la pente	118
12.1. Qualité du modèle (calculée par rapport aux débits <i>in situ</i>) et des courbes de tarage pour le bassin du Japura à Vila Bittencourt	124
14.1. Résultats de la comparaison entre PEM et PEE en sept localisations	133
14.2. Caractéristiques des sections en droit des quatre SV du Madeira.	136
15.1. Définitions des paramètres	141
15.2. Valeur des exposants de pente utilisés pour les trois bathymétries et les cinq coefficients de largeur	144
15.3. Récapitulatif des performances des tests effectués	153
17.1. Corrélations entre chaque SV et celle la plus amont.	166

1. Introduction

Cette thèse a été réalisée à temps égal entre les bureaux de l'IPH (*Institut de Recherches Hydrauliques*) à Porto Alegre, Brésil, dans le groupe *Hydrologie de Grande Échelle*, et du LEGOS (*Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales*) de l'OMP (Observatoire Midi-Pyrénées) à Toulouse, France, dans le groupe *Géophysique, Océanographie et Hydrologie Spatiales*. Elle a été co-encadrée par Stéphane CALMANT et Walter COLLISCHONN. Les financements sont issus de la CAPES (*Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior*) du côté brésilien et du CNES (*Centre National d'Études Spatiales*) côté français.

1.1. Contexte général

Bien que recouverte à plus de 70 % d'eau, notre planète et les êtres qui l'habitent souffrent régulièrement du manque d'eau douce, comme ce fut par exemple le cas dans le sud-est du Brésil début 2015. Selon la FAO (Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture), cet épisode a mis en danger l'équilibre alimentaire du pays. L'eau douce, qui ne représente que 2,5 % des eaux sur Terre (UNESCO, 2006), est utilisée intensivement, principalement par les humains, pour l'irrigation, la génération d'énergie, les industries, et, évidemment, la consommation domestique. De telles pressions, conjuguées aux modifications climatiques, conduisent à des altérations du cycle de l'eau, comme l'apparition ou l'augmentation du nombre d'événements extrêmes (Douville et Terray, 2007). Si l'on en croit le WWDR4 (4e édition du Rapport mondial des Nations unies sur la mise en valeur des ressources en eau) de l'UNESCO (*Organisation des Nations unies pour l'éducation, la science et la culture*) (2012), les deux principaux secteurs consommateurs d'eau sont l'agriculture, pour la production (irrigation) et la transformation, et l'industrie. Cette tendance peut être observée sur la fig. 1.1. On y voit clairement que ce sont ces deux secteurs qui, dans la plupart des pays, prédominent, l'un ou l'autre presque exclusivement (vert foncé et rouge) ou les deux cumulés (orangés et rose).

La question que l'on est en droit de se poser est de savoir si l'eau sera au cœur des conflits du XXI^e siècle. En effet, de nombreux désaccords existent quant à la gestion des eaux dans les zones frontalières, comme c'est le cas, parmi de nombreux autres, des eaux du Jourdain (Lasserre, 2009), du Sénégal (Kipping, 2005), de l'Hindus (Lasserre, 2009) ou du Madeira (International Rivers.org).

Au rythme de l'augmentation démographique actuelle, les demandes en ressources hydriques vont aller en s'intensifiant, que ce soit pour les besoins des populations, de l'agriculture ou des industries, mettant chaque jour de plus en plus en péril l'équilibre précaire des eaux terrestres. Afin de mettre en place des politiques efficaces de gestion, il est nécessaire de connaître avec précision l'état des différentes composantes du cycle de l'eau aux différentes échelles : locale, du bassin versant et globale. Parmi les variables du cycle de l'eau, le débit des fleuves tient une place primordiale, tant par son importance de variable intégratrice dans le bassin que par la difficulté de son estimation. Comme le notent Vörösmarty *et al.* (2001), les entraves à la formation d'une base de données cohérente et globale sont nombreuses, allant des difficultés de collecte d'informations aux hétérogénéités des réseaux de mesures.

C'est dans ce contexte que s'inscrivent les efforts du GRDC (Global Runoff Data Centre) pour rassembler, à l'échelle mondiale, les données de débits des cours d'eau auprès des organismes nationaux. Cependant, cette base de données présente de très fortes hétérogénéités, tant au niveau spatial que temporel. En effet, alors que les pays de l'hémisphère nord possèdent des

1. Introduction

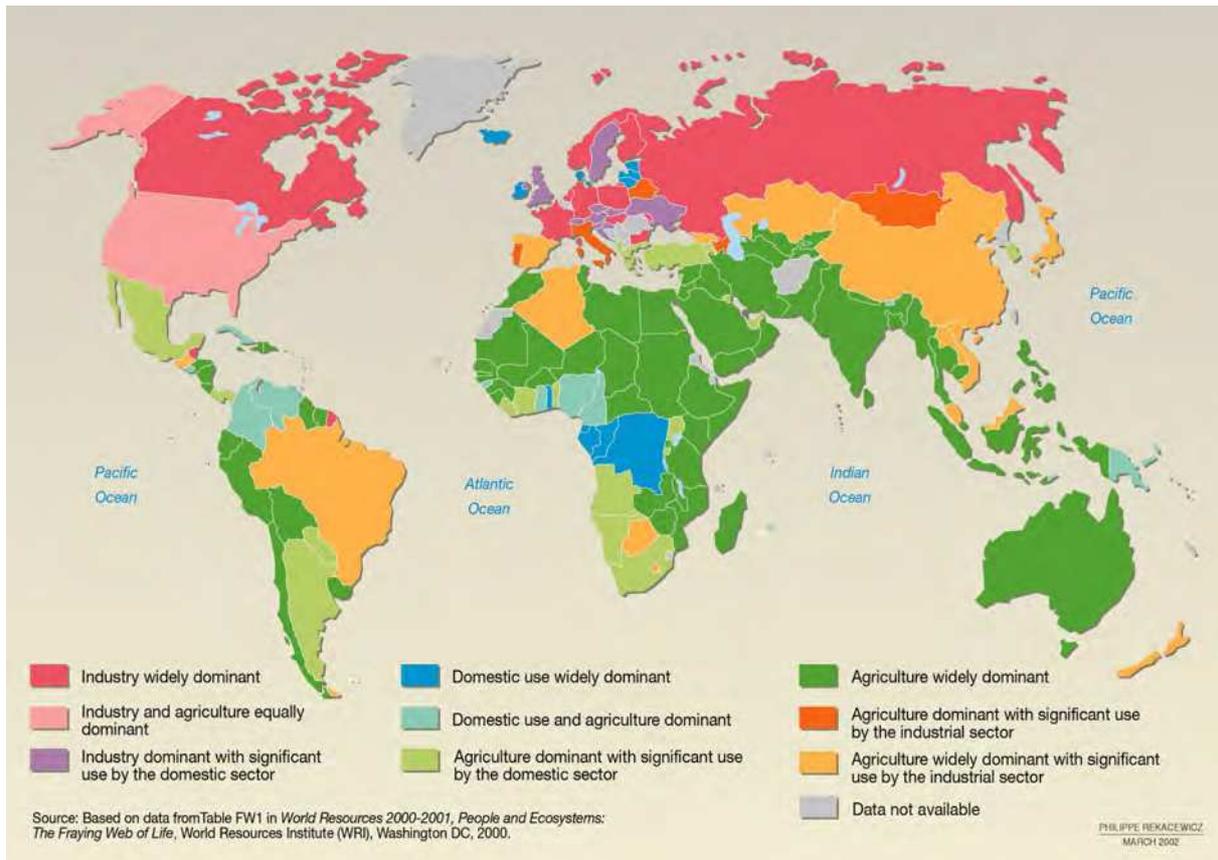


FIGURE 1.1. – Les principaux secteurs consommateurs d'eau par pays (Source : WRI)

bases de données étendues dans le temps et bien échantillonnées dans l'espace, la plupart des pays de l'hémisphère sud ne possèdent que très peu de séries de débits, et bien souvent les périodes couvertes sont très courtes (voir fig. 1.2). Il faut noter que le GRDC est dépendant des politiques de chaque pays, que rien n'oblige à communiquer ses données, et par conséquent ces dernières mettent parfois plusieurs années à être publiées (Calmant et Seyler, 2006).

Dans la fig. 1.2, les stations *in situ* intégrées dans la base de données du GRDC et possédant des données de débit journalières sont présentées en fonction de la durée de la série d'observations. Certaines stations ont des séries de données de plus de 65 ans, tandis que d'autres de moins de 5 ans. Il est aisé de constater que la répartition des séries longues est très inégale. Les États-Unis en fournissent la majorité, suivis des pays d'Europe occidentale. De nombreuses zones côtières, comme en Australie ou au Brésil, en produisent également un nombre conséquent. Les territoires intérieurs comportent peu de stations, ou bien nous n'avons pas, pour elles, de longues séries temporelles. Étant donné le coût d'entretien d'une station de jaugeage, de nombreux gouvernements renoncent à maintenir un réseau d'observation suffisamment dense pour pouvoir observer les débits des bassins versants sur leur territoire, ce qui a conduit, entre 1972 et 2007, à l'interruption de 2 362 stations ayant chacune plus de 30 ans de données (U.S.G.S., 2009) (fig. 1.3).

1. Introduction

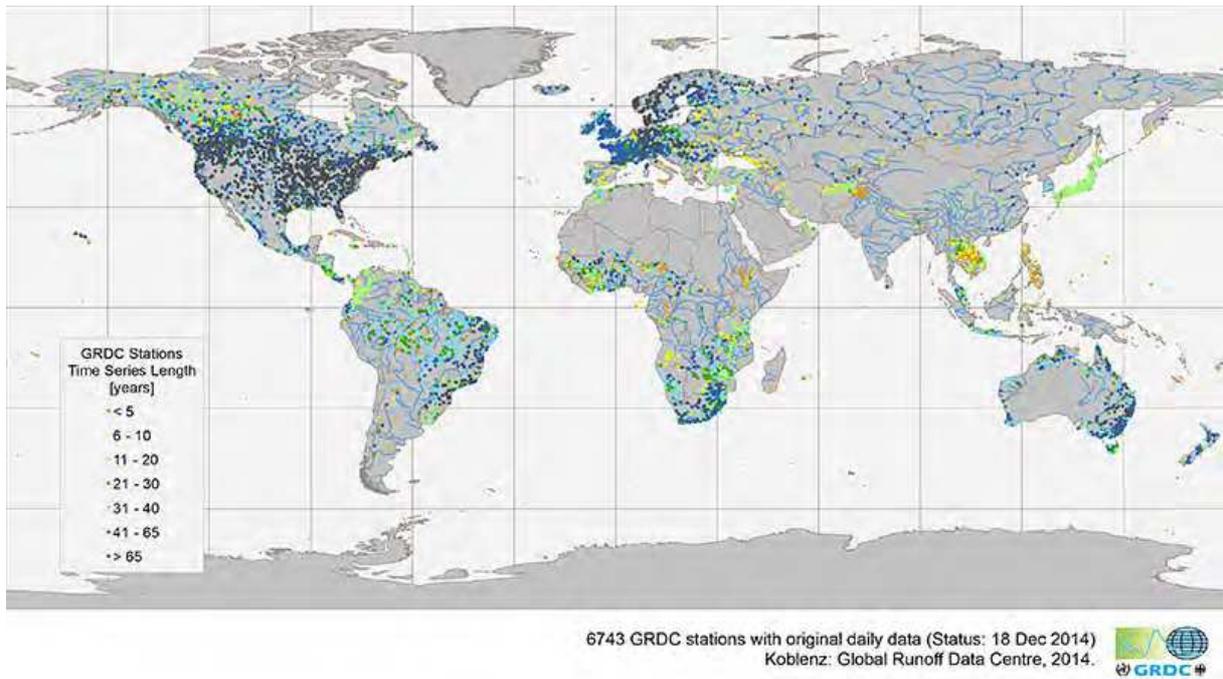


FIGURE 1.2. – Répartition spatiale des stations codées en fonction de la durée de la série d'observations

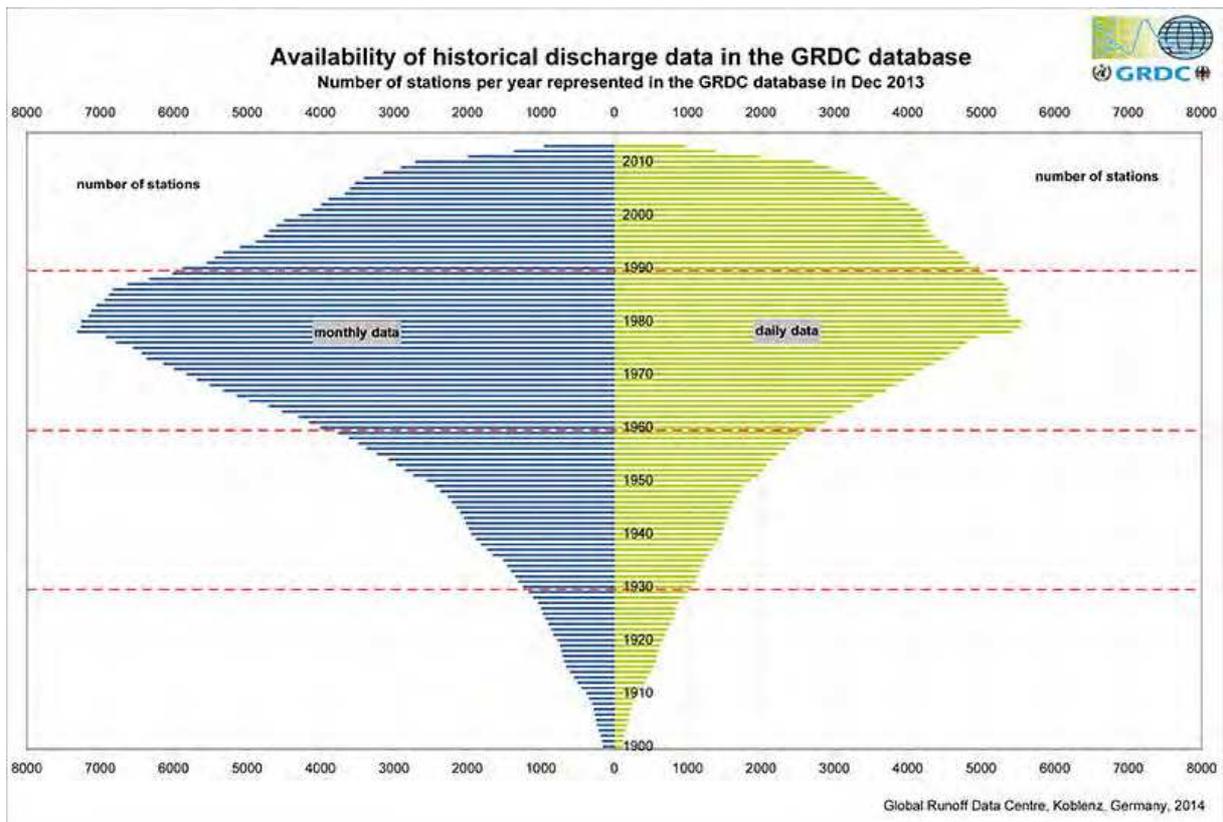


FIGURE 1.3. – Nombre de stations avec des données de débit mensuelles et journalières

Une telle diminution est préoccupante, tant par son ampleur que par l'absolue nécessité de posséder de longues séries de débits pour pouvoir analyser les possibles effets du changement climatique sur les hydrosystèmes continentaux. Outre ces obstacles, illustrés par les fig. 1.2

et 1.3, dans un bassin tel que le bassin amazonien, la difficulté d'obtenir des informations de débit, ou de n'importe quelle autre variable hydrologique, est accrue par les immenses distances à parcourir, les innombrables plaines d'inondation et les interactions entre les différents pays qui englobent une partie du bassin. C'est donc à la croisée des chemins entre géopolitique, technologie et sciences de la Terre que les différents acteurs du monde hydrologique se trouvent. Dans ces domaines, les techniques satellitaires se sont vite montrées à leur avantage, tant par leur pouvoir d'outrepasser les frontières que par leur capacité croissante de détection et de mesure des phénomènes hydrologiques à toutes les échelles.

1.2. Problématique

Partant de ces constatations, nous avons souhaité enquêter sur les avantages qu'offre l'altimétrie spatiale pour la construction d'une base de données pérenne et consistante de séries temporelles de débits sur un bassin peu monitoré. En nous intéressant au bassin de l'Amazone, nous avons aussi souhaité répondre aux interrogations sur les limitations des données altimétriques dans leur utilisation en hydrologie continentale sur un bassin qui présente des caractéristiques très variées. Les missions altimétriques passées et actuelles offrent d'ores et déjà plus de 20 ans d'informations sur les eaux continentales, et la nouvelle génération promet d'augmenter considérablement le champ des possibilités.

Par nature, les missions altimétriques fournissent une estimation non du débit mais de l'élévation du niveau d'eau. Cependant, de récentes études ont montré qu'il était possible de transformer de telles données en débit, par le biais de relations empiriques ou optimisées. Mais cette transformation s'est invariablement montrée insuffisante dans l'optique de conjuguer qualité des débits estimés et cohérence avec la physique sous-jacente aux équations de transformation.

Ainsi, il ne fait aucun doute que parvenir à relier la géométrie des fleuves aux équations qui permettent de transformer les observations altimétriques en débits serait une avancée significative, et ouvrirait de nombreuses perspectives quant aux possibles utilisations de l'altimétrie en opérationnel et dans le domaine de la recherche.

1.3. Objectifs de la thèse

Un des objectifs de cette thèse est donc de définir de manière claire et précise une méthodologie permettant, à partir de l'utilisation de données satellitaires, le calcul des débits distribués sur le bassin amazonien et l'extraction d'informations sur la géométrie des cours d'eau. L'évaluation de cette méthodologie a, dans un premier temps, été faite du point de vue quantitatif et qualitatif : est-elle meilleure que les méthodes existantes ? Applicable à d'autres bassins aux caractéristiques différentes ? Quelles sont les erreurs qui influent sur la qualité des résultats ? Par l'établissement d'une telle méthodologie, nous prétendons être en mesure de fournir, sur l'ensemble du bassin, une estimation cohérente :

1. des débits à partir d'observations des satellites altimétriques,
2. des incertitudes associées à ces débits basées sur les erreurs des données d'entrée et de l'algorithme.

Dans un second temps, nous nous sommes attaché à analyser les informations pouvant être déduites des résultats obtenus par la méthodologie présentée. Ces informations, d'ordre géomorphologique, sont de toute première importance en hydrologie, et la possibilité de les dériver des courbes de tarage ouvre de nouvelles perspectives dans le domaine de la modélisation couplée aux données satellitaires. Nous avons aussi vérifié les apports de notre méthodologie aux futures missions d'altimétrie, et la possibilité de transposer les résultats présents à ces missions.

1.4. Organisation du travail

Ce travail s'articule autour de cinq parties. Dans un premier temps (Partie I), nous ferons un tour d'horizon des techniques disponibles pour le suivi des débits des fleuves par satellite, ainsi qu'un état de l'art des méthodes d'utilisation des courbes de tarage appliquées à l'hydrologie. Nous y apporterons également un éclairage général sur la modélisation hydrologique de grands bassins et sur les algorithmes d'optimisation globale, et ferons une présentation détaillée du bassin amazonien qui est l'objet central de cette étude. Dans cette partie, nous présenterons de manière extensive les différents outils et méthodes utilisés pour répondre au problème posé. Cette partie sera aussi l'occasion de présenter l'ensemble des informations utilisées en entrée, de décrire les choix faits quant à la considération des incertitudes sur ces données, ainsi que de définir les choix portant sur le paramétrage des algorithmes utilisés.

La Partie II sera dédiée à la présentation des résultats, sous un regard qualitatif puis quantitatif. Ces deux points de vue sont primordiaux car ils permettent de déterminer conjointement si la méthodologie présentée en Partie I est adaptée au bassin amazonien et si la physique déduite des résultats est cohérente avec les considérations initiales. Nous y présenterons également des caractéristiques de l'échantillonnage des fleuves obtenu par les stations virtuelles, ce qui nous permettra d'en déduire la possibilité, ou non, d'extension des présents travaux à d'autres types ou catégories de bassins versants.

Nous illustrerons en Partie III l'analyse complète de sensibilité que nous avons effectuée au cours de cette thèse. Les interrogations porteront sur la sensibilité de la méthodologie aux intervalles d'appartenance des paramètres, sur la sensibilité aux erreurs dans les données d'entrée, ainsi que sur la sensibilité à l'échantillonnage temporel des données d'entrée. De la sorte, nous pourrions analyser les apports possibles des futures missions altimétriques, dont les mesures de distance verticale atteindront des précisions encore jamais égalées.

Dans la partie IV, nous analyserons et validerons les résultats au regard de la réalité de terrain. Nous verrons dans quelle mesure les différentes erreurs ont impacté la détermination des courbes de tarage et imaginerons des moyens de passer outre ces erreurs afin d'obtenir des courbes de tarage plus cohérentes.

Tout au long de la Partie V, nous nous efforcerons de démontrer l'utilité élargie et les avancées d'une telle base de données de courbes de tarage, au travers de l'analyse des caractéristiques physiques qui y sont incluses. En plus des bénéfices pour l'hydrologie, nous illustrerons les possibilités qu'elle offre en terme de gestion opérationnelle. Enfin, cette partie fera également le lien avec les futures missions, en mettant en avant, une nouvelle fois, leurs apports potentiels.

Première partie

Révision bibliographique et cadre de travail

Dans cette partie, nous présentons en premier lieu le bassin amazonien dans son ensemble, ainsi que ses principales caractéristiques. Ensuite, nous dresserons un état de l'art en termes de modélisation hydrologique, puis d'observation des ressources en eau par l'altimétrie satellitaire. Enfin, nous exposerons les principaux travaux associés à l'utilisation de courbes de tarage en hydrologie, et nous ferons un tour d'horizon des algorithmes d'optimisation appliqués à l'hydrologie. Cette partie sera ainsi articulée autour des quatre chapitres suivants :

- Chapitre 2 : « Le cycle de l'eau et le bassin amazonien », chapitre dans lequel nous décrirons dans un contexte global puis dans le contexte du bassin amazonien les principales composantes du cycle de l'eau ainsi que leur situation actuelle.
- Chapitre 3 : « La modélisation hydrologique ». Dans ce chapitre, nous définirons les termes de modélisation hydrologique et exposerons les principales caractéristiques des modèles hydrologiques, puis nous exposerons en détail le modèle MGB-IPH que nous avons utilisé dans notre étude.
- Chapitre 4 : « L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales ». Nous nous attacherons dans ce chapitre à montrer les différentes utilisations des données satellitaires, et plus particulièrement de l'altimétrie, dans le domaine du suivi des eaux continentales.
- Chapitre 5 : « Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation ». Dans ce chapitre nous définirons les courbes de tarage ainsi que les techniques actuellement utilisées pour les obtenir, puis nous ferons un rapide historique des algorithmes d'optimisation pour ensuite focaliser notre attention sur le fonctionnement de l'algorithme SCEM-UA.

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

Nous nous attacherons, dans ce chapitre, à présenter les principaux éléments du cycle de l'eau ainsi que leurs interactions, le contexte actuel des ressources hydriques à l'échelle globale puis entrerons dans le détail du contexte du bassin amazonien qui est l'objet de notre étude. Nous en définirons les caractéristiques marquantes et exposerons les raisons qui ont présidé au choix de ce bassin comme zone d'étude. Par la suite, nous exposerons les différentes composantes du cycle de l'eau à l'intérieur du bassin amazonien, et évoquerons également les difficultés inhérentes à la mesure de ces variables en Amazonie.

2.1. Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau représente l'ensemble des interactions et des phénomènes physiques entre les différents réservoirs (océans, continents et atmosphère) d'eau sous toutes ses formes (liquide, solide ou gazeuse). Ces transports et changements d'état sont dictés par l'ensoleillement et la gravité, ainsi que par les courants marins et atmosphériques. L'eau est échangée en permanence entre les quatre grands réservoirs que sont les océans et mers, les eaux continentales, la biosphère et l'atmosphère. La fig. 2.1 montre les différents processus qui forment le cycle de l'eau.

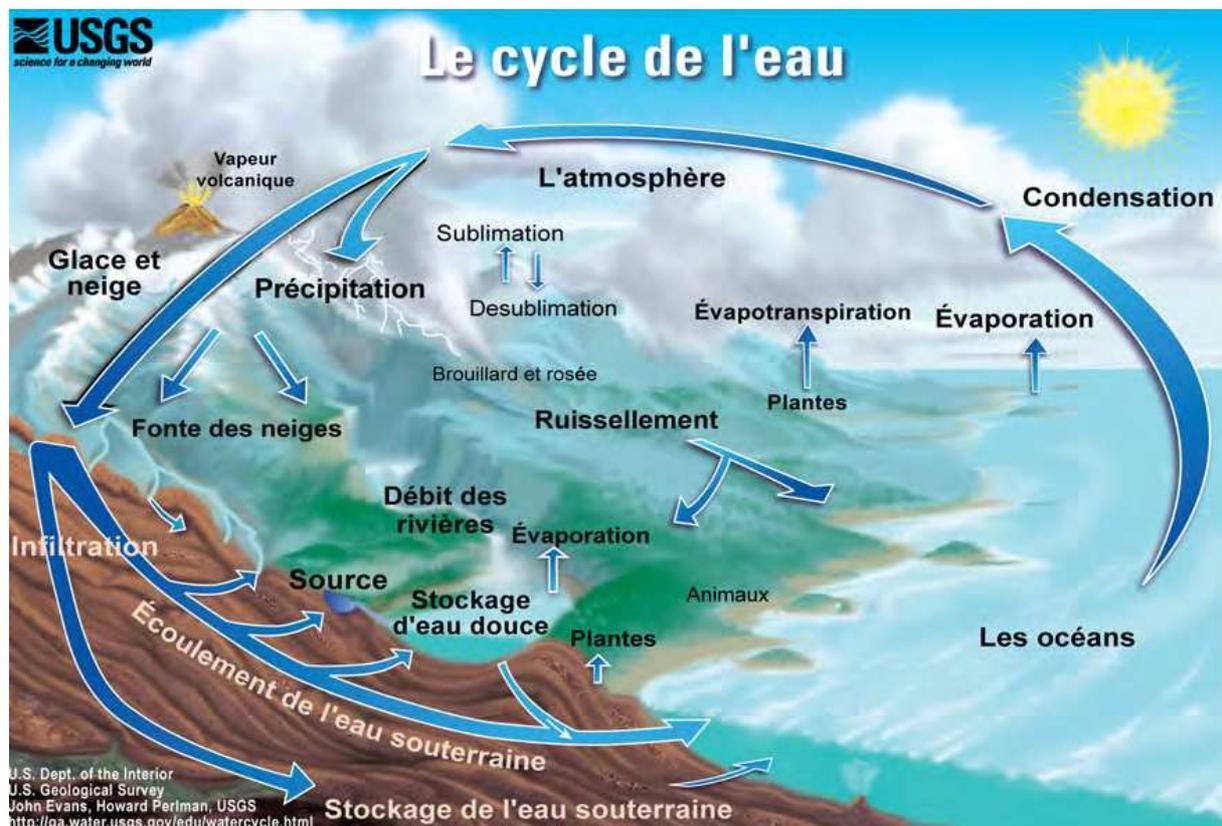


FIGURE 2.1. – Représentation schématique du cycle de l'eau, de ses composantes et de ses processus (Source : USGS)

Les deux principaux événements de ce cycle dans l'atmosphère sont l'évaporation de l'eau des

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

océans et des surfaces continentales en raison du rayonnement solaire, et les précipitations qui se produisent lorsque la condensation de la vapeur d'eau dans les nuages résultant de l'évaporation devient telle que les forces de pesanteur surpassent celles de liaison entre les particules et les flux ascendants ou turbides présents dans les nuages. La circulation de l'eau au sein des océans dépend de nombreux paramètres tels que la rotation de la terre, les courants, les vents de surface et le rayonnement solaire. Les précipitations peuvent prendre trois formes : la forme liquide (pluie), la forme verglaçante, et la forme solide (neige et grêle). Ce sont ces précipitations qui sont à l'origine des écoulements de surface qui forment ce que l'on appelle les cours d'eau (fleuves et rivières), ainsi que des écoulements souterrains.

Comme le montre la fig. 2.1, les précipitations peuvent suivre plusieurs cheminements jusqu'à se déverser dans les océans. Une partie est captée par le feuillage des plantes et n'atteint pas le sol, un phénomène appelé interception. Sur un phénomène pluvieux de faible intensité, la quantité des précipitations interceptées peut être de plus de 50% (Nizinski et Saugier, 1988; Gash *et al.*, 1995). Elle varie en fonction des espèces d'arbres présentes et dans une moindre mesure de la saison. La partie des précipitations qui atteint le sol, appelée précipitations efficaces (Castany, 1982) est ensuite drainée ou infiltrée, en fonction de la saturation du sol en eau. Par leurs racines, les arbres jouent une nouvelle fois un rôle important car ils absorbent une partie de cette eau infiltrée et la restituent à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. La fraction restante percole à travers le sol jusqu'aux nappes phréatiques qui, par le biais d'affleurements en aval, contribuent au débit de base des fleuves. On constate, dans cette description, le rôle primordial de la végétation dans le cycle des eaux continentales.

Au niveau d'un bassin versant, le Glossaire international d'hydrologie (UNESCO, 1992) définit le bilan hydrique comme le « bilan d'eau fondé sur le principe que, pendant un certain intervalle de temps, le total des apports à un bassin versant [...] doit être égal au total des sorties plus la variation, positive ou négative, du volume d'eau stocké dans le bassin ». Cet équilibre peut s'écrire sous la forme :

$$P = Q + ETR + DR \quad (2.1)$$

Dans l'équation 2.1, P représente les précipitations, Q l'écoulement fluvial, ETR l'évapotranspiration réelle et DR la variation des réserves d'eau (réserves utiles dans la tranche superficielle du sol et réserves hydrologiques dans le sous-sol). Toute la difficulté réside dans l'évaluation de ces variables et de leurs variations temporelles.

L'impact humain sur la végétation primaire n'ayant cessé de croître au cours des dernières années (Fearnside, 2005; Margono *et al.*, 2014), principalement à cause des besoins croissants de l'agriculture en terres arables (Soares-Filho *et al.*, 2006; Mayaux *et al.*, 2013), les conditions d'équilibre du cycle de l'eau à l'échelle des bassins versants sont de plus en plus perturbées. De telles modifications peuvent provoquer, par exemple, des diminutions et/ou augmentations des taux de précipitations et des débits. Conjugués à l'augmentation de la population qui, selon les estimations, devrait se poursuivre, ces facteurs risquent d'engendrer une augmentation du stress hydrique pour de nombreux pays, notamment sur le continent africain (Vörösmarty *et al.*, 2005).

2.2. Bilan des ressources en eau

Si la surface de la terre est recouverte à 70 % d'eau (UNESCO, 2006), celle-ci ne représente que 0,023 % de la masse totale de la Terre. Si l'on considère uniquement la fraction douce de ces eaux, il est aisé de constater que, malgré sa couleur bleue vu de l'Espace, les ressources en eau douce disponible de notre planète sont finies. De plus, comme illustré sur la fig. 2.2, la répartition de cette richesse est très inégale, de même que l'usage qui en est fait.

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

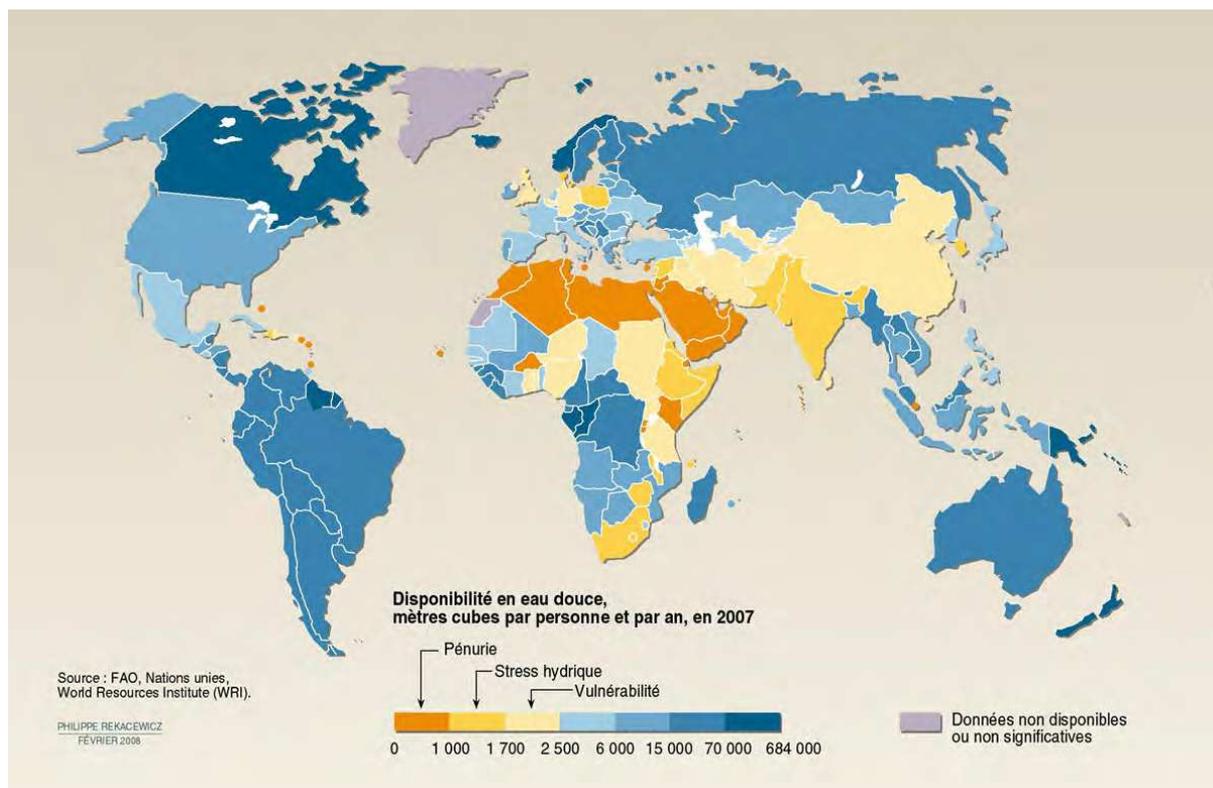


FIGURE 2.2. – Répartition de la disponibilité en eau douce (Source : FAO/WRI (2012))

La fig. 2.2 montre la grande disparité dans la disponibilité de l'eau douce, bien que l'accès à cette dernière soit considéré comme un droit inaliénable. Le code de couleurs va du rouge pour les zones les plus critiques au bleu foncé pour celles dont la situation est la plus favorable. Une large partie de l'Afrique, la péninsule arabique et l'Asie occidentale présentent des disponibilités inférieures à 2 000 m³ par personne et par an, tandis que les zones les plus favorisées ont des disponibilités 300 fois plus importantes. Ces grandes disparités font que les bassins versants, donc les pays qui les possèdent, ne sont pas tous aussi sensibles aux altérations du cycle hydrologique. La capacité d'un pays, d'une région ou d'un bassin versant à subvenir à ses besoins en eau (besoins naturels et anthropiques) peut être estimée au travers de l'indicateur de stress hydrique, comme illustré fig. 2.3.

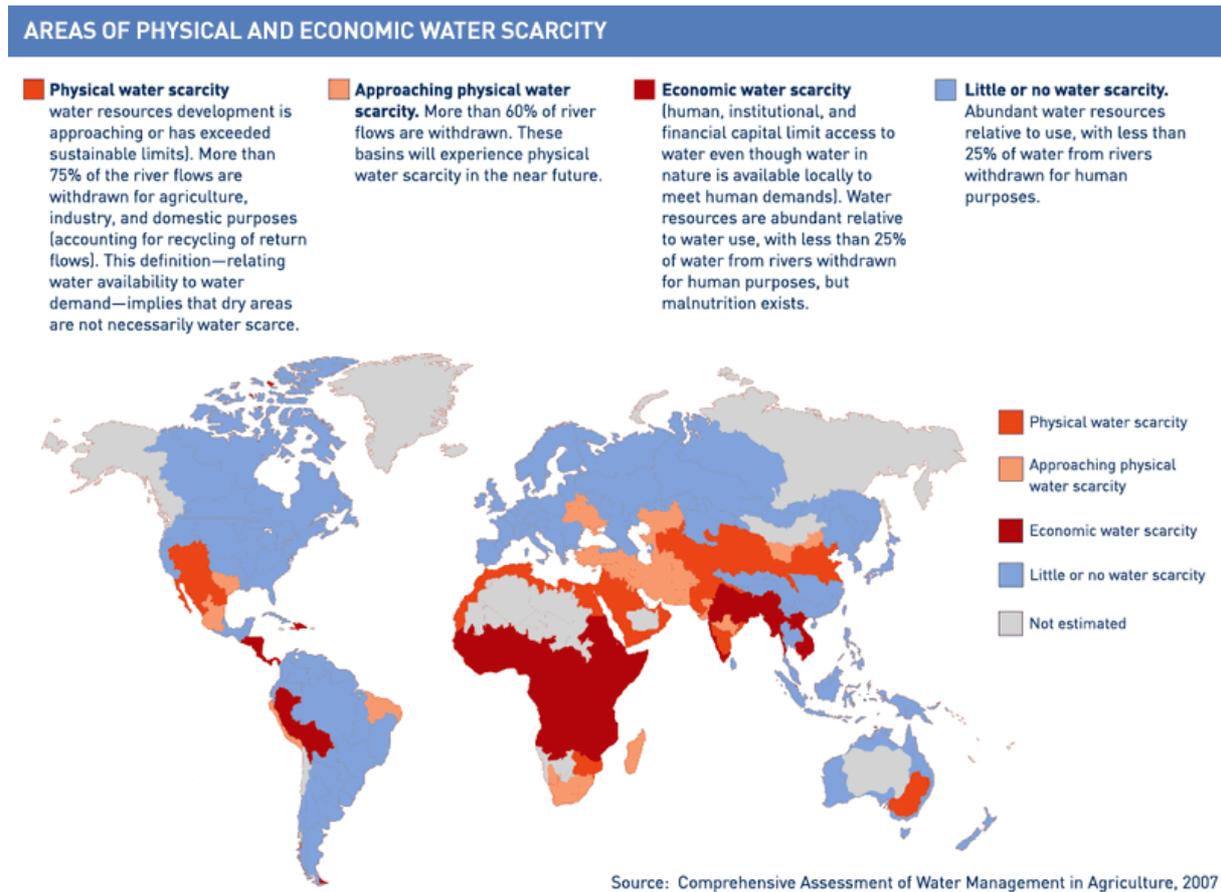


FIGURE 2.3. – Répartition géographique du stress hydrique

Sur la fig. 2.3, les zones géographiques sont classifiées en fonction de l'intensité et de la nature du stress hydrique. Nous constatons que de nombreux pays des zones tropicale et inter-tropicale vivent une situation de stress hydrique physique ou économique. Le *stress hydrique physique* est défini par Molden (2007) comme un manque d'eau pour répondre à toutes les demandes (cela est souvent le cas en zones arides ou lorsque la ressource en eau est surexploitée pour l'irrigation), alors que le *stress hydrique économique* est caractérisé par un manque de moyens humains pour approvisionner la population. Comme l'ont montré Duchin et Lopez-Morales (2012), la pauvreté et le stress hydrique économique sont étroitement liés, et la réduction de ce stress, par le biais d'investissements en infrastructures pour les populations et l'irrigation, permettrait de résoudre une partie des problèmes de pauvreté dans certains pays d'Afrique. Alors qu'elle est encore aujourd'hui considérée par beaucoup comme une denrée infinie, des études récentes montrent qu'en plus du stress hydrique subi par les eaux de surface, l'eau douce se raréfie également en profondeur (Richey, 2012).

Comme l'ont montré Revenga *et al.* (2000) qui ont suivi la classification présentée par Dynesius *et al.* (1994) et Ward (1995), 37 % des rivières sont fortement fragmentées, 23 % sont modérément fragmentées, et seulement 40 % ne le sont pas. La fragmentation des cours d'eau, par des barrages hydroélectriques ou des seuils, affecte profondément les communautés végétales et animales, les empêchant par exemple de se réfugier dans des zones plus adaptées lorsque survient un événement extrême. Ces chiffres, illustrés sur la fig. 2.4, montrent l'important impact humain sur les écosystèmes hydrologiques terrestres. De plus, 90 % du volume drainé par les rivières étudiées par Revenga *et al.* (2000) est soit fortement soit moyennement impacté. Ceci est expliqué par le fait que la majorité des rivières non fragmentées sont de petits bassins côtiers ou des toundras américaines et russes.

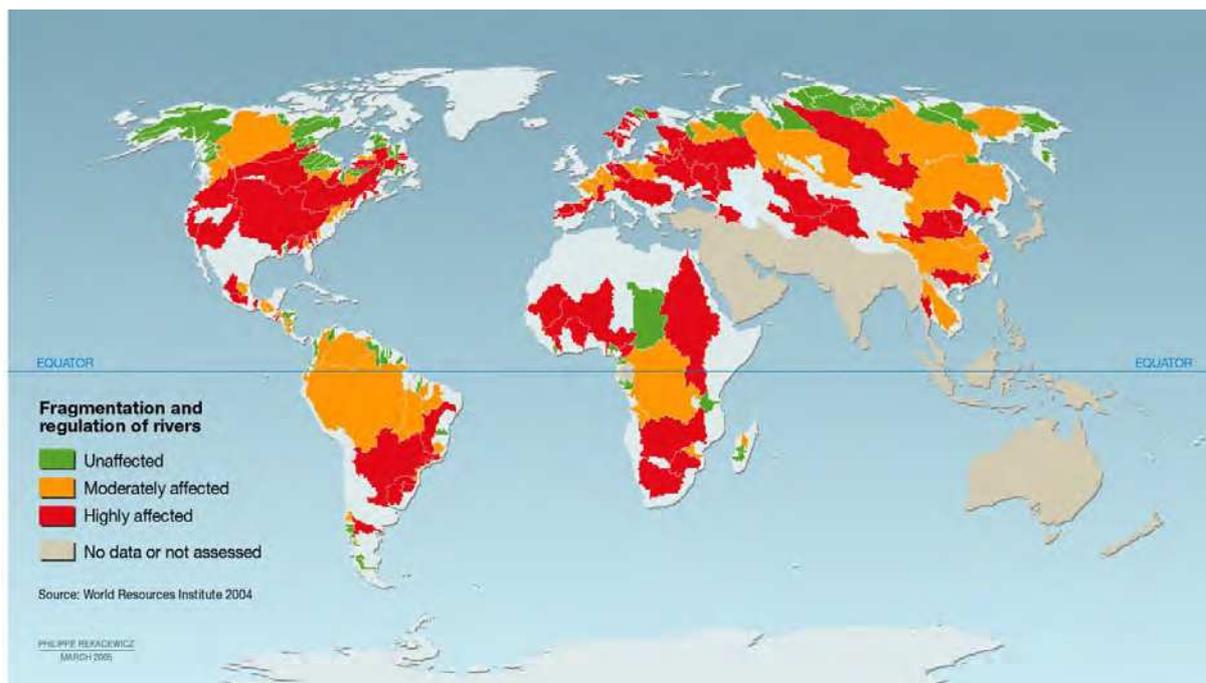


FIGURE 2.4. – Fragmentation des principaux bassins versants

Alors qu'en 1900 seulement 9 000 km de rivières avaient été altérés pour la navigation, on atteignait plus de 500 000 km en 1997 (Naiman (1995), comme cité par Revenga *et al.* (2000)). La hauteur moyenne des nouveaux barrages construits est passée de 30 à 35 m entre 1940 et 1990, et à 45 m depuis les années 90 (WDC, 2001), augmentant d'autant les surfaces inondées et les impacts sur la faune et la flore. Ces modifications ont une influence directe sur les débits des fleuves, donc sur le cycle de l'eau de l'échelle locale à l'échelle globale, provoquant des crues et des sécheresses extrêmes (Revenga, 1998). Pour la seule Amazonie brésilienne, plus de 50 nouvelles centrales hydroélectriques sont prévues qui inonderont au total environ 10 000 km². Si tous ces projets sont menés à bien, cela élèvera considérablement le niveau de fragmentation du bassin, et aura de nombreuses conséquences sur les composantes du cycle hydrologique aux échelles locale et globale.

2.3. Le bassin amazonien

Le bassin amazonien est l'un des principaux bassins hydrologiques, drainant environ 17 % des eaux douces déversées chaque année dans les océans par les fleuves (Molinier *et al.*, 1996). Il est, à ce titre, l'objet d'une attention sans cesse croissante de la part de la communauté scientifique internationale. Ses processus hydrologiques peuvent avoir une influence sur le cycle de l'eau non seulement à l'échelle locale, mais aussi à l'échelle globale (IPCC, 2007), ainsi que sur le cycle du carbone (Richey *et al.*, 2002), d'où l'importance de son équilibre. Medvigy *et al.* (2013) ont par exemple montré que la déforestation de l'Amazonie peut avoir un impact sur le climat de certaines régions de l'ouest des États-Unis ainsi qu'en Europe. Fort de ses caractéristiques très fortement hétérogènes, le bassin est également le berceau de processus uniques, tant sur le plan de leur amplitude que par leur existence même.

2.3.1. Présentation générale

C'est le plus grand bassin hydrologique du globe, totalisant plus de 6.10⁶ km² de surface et s'étendant sur huit pays (Brésil, Venezuela, Colombie, Équateur, Pérou, Guyane et Bolivie), entre 5° nord et 20° sud, et 50° ouest et 80° ouest. L'Amazonie légale, région du Brésil, a une

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

surface de 5.10^6 km^2 et occupe les États de l'Acre, Amazonie, Mato Grosso, Rondônia, Roraima, Amapa et Para. Le débit moyen à l'embouchure de l'Amazone est de $208\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Callede *et al.*, 2010), ce qui en fait le fleuve au plus grand débit au monde. Ce débit correspond à environ 17 % du total d'eau douce qui se déverse dans les océans chaque année (Callede *et al.*, 2010). C'est seulement à Óbidos, ville située à environ 800 km en amont de l'embouchure, et au niveau de laquelle le débit moyen annuel est déjà de $170\,000 \text{ m}^3/\text{s}$, que l'effet de la marée commence à ne plus se faire sentir, de l'ordre d'une dizaine de centimètres en basses eaux (Callede *et al.*, 2010). De sa source, dans les Andes, à son estuaire, à plus de 6 500 km en aval, il est successivement appelé Apurimac, Ucayali, Amazonas, Solimões puis de nouveau Amazonas. Ses deux principaux affluents, le Madeira et le Negro, se classent eux aussi dans les dix plus grands cours d'eau du monde en terme de débit (voir tableau 2.1). La rencontre des eaux du Negro et du Solimões sont à l'origine d'un phénomène mondialement connu : en raison des turbidités, vitesses et températures très différentes, les eaux des deux fleuves ne se mélangent pas immédiatement et coexistent à la façon d'un nuage de lait dans un bol de thé sur plusieurs kilomètres, le « *encontro das águas* ».

Le bassin amazonien s'insère entre les boucliers guyanais au nord et central au sud, la cordillère des Andes à l'ouest et l'océan Atlantique à l'est, traversant presque de part en part le continent sud-américain d'est en ouest. Cela explique les grandes disparités observées en son sein en termes, parmi de nombreux autres, de géologie et végétation. Ainsi, le

Nom (Source)	Continent	Débit (m^3/s)	Extension (km)
Amazone (Embouchure)	Am. Sud	208 000	6 500
Congo	Afrique	42 000	4 700
Orenoque	Am. Sud	35 000	2 200
Yangzi Jiang	Asie	31 000	6 300
Madeira (Mamoré)	Am. Sud	30 000	3 300
Negro (Guainia)	Am. Sud	28 000	2 250
Brahmapoutre	Asie	22 000	2 900

TABLE 2.1. – Liste des principaux cours d'eau du monde (classés par ordre de débit moyen décroissant)

bouclier guyanais, qui marque la frontière nord du bassin, culmine à 3 000 m (« Pico da Neblina » dans l'État de Roraima) et le sol de cette partie du bassin est composé principalement de roches sédimentaires cristallines du Mésozoïque et du Précambrien. Au sud, le bassin est délimité par le bouclier central brésilien, dont les hauts plateaux se situent à moins de 1 500 m d'altitude. Les sols de la partie ouest du bassin, près des Andes, sont principalement de type volcaniques, des schistes, des quartz et des calcaires. Cette composition, conjuguée aux fortes pentes, explique que la majeure partie des sédiments provienne de cette partie ouest du bassin.

Dans la partie centrale du bassin, de très faible pente, se trouvent de grandes aires inondées (Hess *et al.*, 2003; Papa *et al.*, 2010) qui interagissent de manière complexe entre elles et avec le cours principal des cours d'eau (Bonnet *et al.*, 2008; Alsdorf *et al.*, 2010), et qui fonctionnent comme des réservoirs à sédiments pour les océans (Martinez *et al.*, 2009; Mangiarotti *et al.*, 2013). Cette immense plaine d'inondation contraste avec la partie andine du bassin, culminant à 6 000 m d'altitude et qui présente des pentes supérieures à 20 cm/km (Dunne *et al.*, 1998; Filizola et Guyot, 2009). Selon Aguila (1969), la source la plus distante du fleuve Amazone est localisée en amont du cours d'eau Ucayali-Apurimas, au sud du Pérou à plus de 5 500 m d'altitude, et ses eaux proviennent de la fonte des neiges du *Nevado Mismi*.

Les principaux affluents subissent un effet de barrage dû au cours principal (Meade *et al.*, 1991; Trigg *et al.*, 2009), et l'effet de la marée océanique peut être observé sur plus de 1 000 km de distance (Meade *et al.*, 1991; Kosuth *et al.*, 2009) en raison des très basses pentes de l'ordre de 0,01 m/km. L'anthropisation menée à grand rythme et les récents événements climatiques extrêmes menacent l'équilibre de cet hydrosystème complexe. Au cours des dix dernières années, le bassin amazonien a souffert de nombreux événements climatiques et hydrologiques, dont les crues de 2006, 2009 (Chen *et al.*, 2010) et 2012, et les sécheresses de 2005 (Marengo *et al.*, 2008)

et 2010. L'étiage de 2005, dû à la conjonction d'une décrue anticipée des affluents de la rive gauche et à une forte récession de ceux de la partie sud du bassin (Tomasella *et al.*, 2011), a affecté de manière durable la canopée de la forêt amazonienne (Samanta *et al.*, 2010; Saatchi *et al.*, 2013), et ses effets se sont ressentis jusqu'au nouvel étiage de 2010 (Marengo *et al.*, 2011; Espinoza Villar *et al.*, 2011). Selon l'IPCC (2007), de tels événements sont liés au climat global, mais ils sont potentialisés par les actions humaines. Des études récentes montrent que la forêt amazonienne est très vulnérable à la déforestation (Costa *et al.*, 2003; Sampaio *et al.*, 2007), au changement climatique (Cox *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2006; Salazar *et al.*, 2007; Cox *et al.*, 2008) et aux incendies (Brown *et al.*, 2006; Cardoso *et al.*, 2009), entre autres, et qu'elle peut aussi contribuer à certains des processus du changement climatique (Cox *et al.*, 2008; Nobre et De Simone Borma, 2009).

Du fait de son réseau de drainage dense et étendu, sa forêt tropicale et son sous-sol riche en matières premières, le bassin amazonien est un terrain privilégié pour la construction d'usines hydroélectriques, pour le transport fluvial, mais aussi pour l'orpaillage illégal, l'exploitation d'essences exotiques de bois et l'élevage de bovins. Les ressources hydriques sont le principal vecteur de richesse pour cette énorme région, autant pour les populations locales qui en sont fortement dépendantes (Marengo *et al.*, 2013), que pour l'industrie et l'économie du Brésil et de toute l'Amérique latine. Il est donc de première importance d'améliorer nos connaissances sur les processus hydriques qui ont lieu au sein du bassin, afin de pouvoir déterminer et anticiper les impacts des éventuels événements climatiques et des actions humaines sur les ressources en eau.

2.3.2. Climatologie et hydrologie de l'Amazonie

Par sa taille et sa localisation, à cheval entre les deux hémisphères, le bassin amazonien présente des caractéristiques hydrologiques et climatologiques uniques. La forte variabilité spatiale du climat, la densité de la végétation et son étendue gigantesque rendent difficile la compréhension et la quantification des différents phénomènes météorologiques et hydrologiques qui s'y produisent.

2.3.2.1. Précipitations et climat

Ce sont les modes des précipitations qui dictent aux différents affluents leurs régimes hydrologiques. Par exemple, le maximum de débit du rio Negro correspond aux pluies d'été de l'hémisphère boréal, alors que les pluies équatoriales s'y font ressentir par une légère augmentation en basses eaux (janvier-février). Du fait de sa taille, il est impossible de parler de précipitations à l'échelle du bassin. Il est nécessaire de distinguer les différents modes et de connaître la répartition spatiale des précipitations. En effet, le taux de pluie annuel moyen varie de 200 mm/an à plus de 6 000 mm/an (Espinoza Villar *et al.*, 2009).

Comme le montre la fig. 2.5, la répartition des précipitations est très disparate. Les parties localisées à l'extrême est du bassin reçoivent moins de 300 mm/an, ainsi que certaines régions du sud-est. Les bassins du haut Negro, du Japura-Caqueta et de l'Iça se trouvent quant à eux dans des zones à plus de 3 000 mm de précipitations par an, avec des maxima à plus de 6 000 mm/an. De tels extrêmes sont dus à la barrière orographique que constituent les Andes (Bookhagen et Strecker, 2008) et à l'accumulation de l'humidité poussée par les vents chauds contre cette chaîne de montagnes.

Bien que dans sa grande majorité couvert de forêt primaire, le bassin amazonien possède aussi d'autres types de végétation, notamment dans la région sud, comme l'illustre la fig. 2.6.

Nous pouvons voir sur cette figure que les classes de végétation *cerrado* (sorte de savanne parsemée d'arbres au port bas) et agriculture sont présentes principalement sur le bouclier brésilien, mais que l'agriculture forme également des tâches parsemées au cœur du bassin, mettant en évidence les points de concentration d'activités humaines, notamment sur le haut Xingu et le haut Madeira. Cette figure illustre également la constatation de Davidson *et al.* (2012) qu'il existe un fort gradient d'humidité dans le bassin.

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

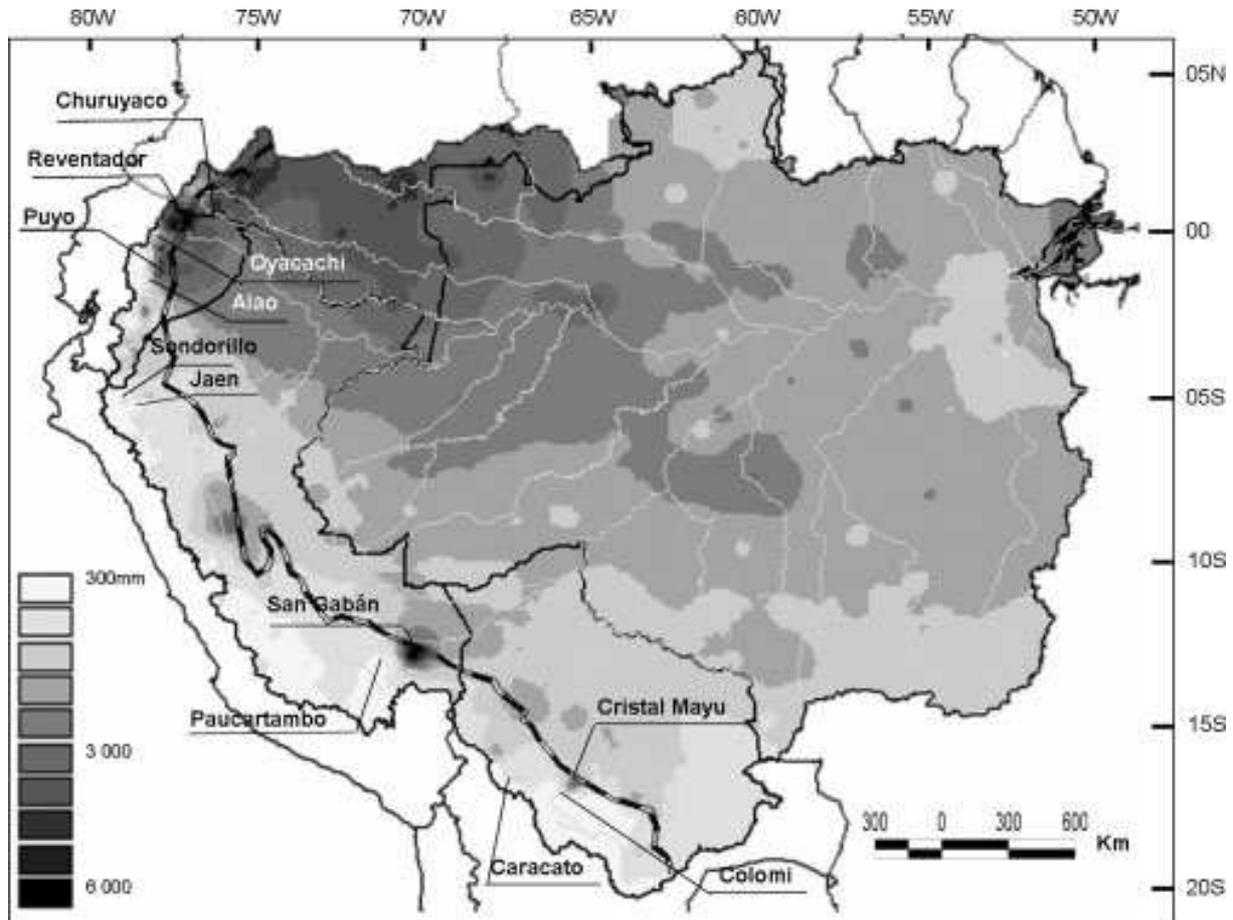


FIGURE 2.5. – Répartition des précipitations annuelles moyennes de 1975 à 2003 sur le bassin amazonien (Source : Espinoza Villar *et al.* (2009))

Ronchail *et al.* (2002) ont montré qu'il existe une forte corrélation entre les taux de précipitations et les anomalies de température de surface de l'océan, SST (*sea surface temperature*). Ainsi, les pluies de la partie nord-est du bassin sont plus importantes durant la saison des pluies lorsque la SST du Pacifique tropical et de l'Atlantique nord et sud tropical est anormalement basse, alors qu'un événement El Niño sera généralement associé à une saison des pluies raccourcie et plus sèche (Ronchail *et al.*, 2002). En ce qui concerne les précipitations des parties sud et ouest du bassin, d'autres facteurs tels que la variabilité des températures du sol, les advections d'humidité et les perturbations extra-tropicales entrent en jeu, au même titre que les SST. La crue extrême subie par le Madeira en 2013-2014 a par exemple été associée, non pas à un événement La Niña, mais à des conditions chaudes dans les eaux du Pacifique ouest et extrêmement chaudes de l'Atlantique sud subtropical, pilotées par le gradient de SST tropical et subtropical de l'Atlantique sud (Espinoza Villar *et al.*, 2014).

La quantification précise des précipitations sur l'ensemble du bassin est donc un immense défi tant celles-ci varient dans l'espace et dans le temps, et tant leurs sources sont diverses (Costa et Foley, 1998; Negron Juarez *et al.*, 2009). Le réseau d'observations *in situ*, s'il permet de se faire une idée du taux de pluie près des principales villes, est largement insuffisant dès que l'on s'en éloigne. De plus, comme la plupart des affluents de l'Amazone prennent leur source dans des pays différents, il est quasi impossible de regrouper des données suffisantes, les coopérations étant limitées entre ces pays. En outre, les techniques de mesure des pluies *in situ* sont imprécises, et dépendent du mode de collecte (Ciach, 2003) et d'autres facteurs impondérables tels que le vent (Nespor et Sevruck, 1999). Les champs de précipitations par satellite permettent de contourner ces difficultés et fournissent des estimations proches des enregistrements *in situ* (Collischonn *et al.*,

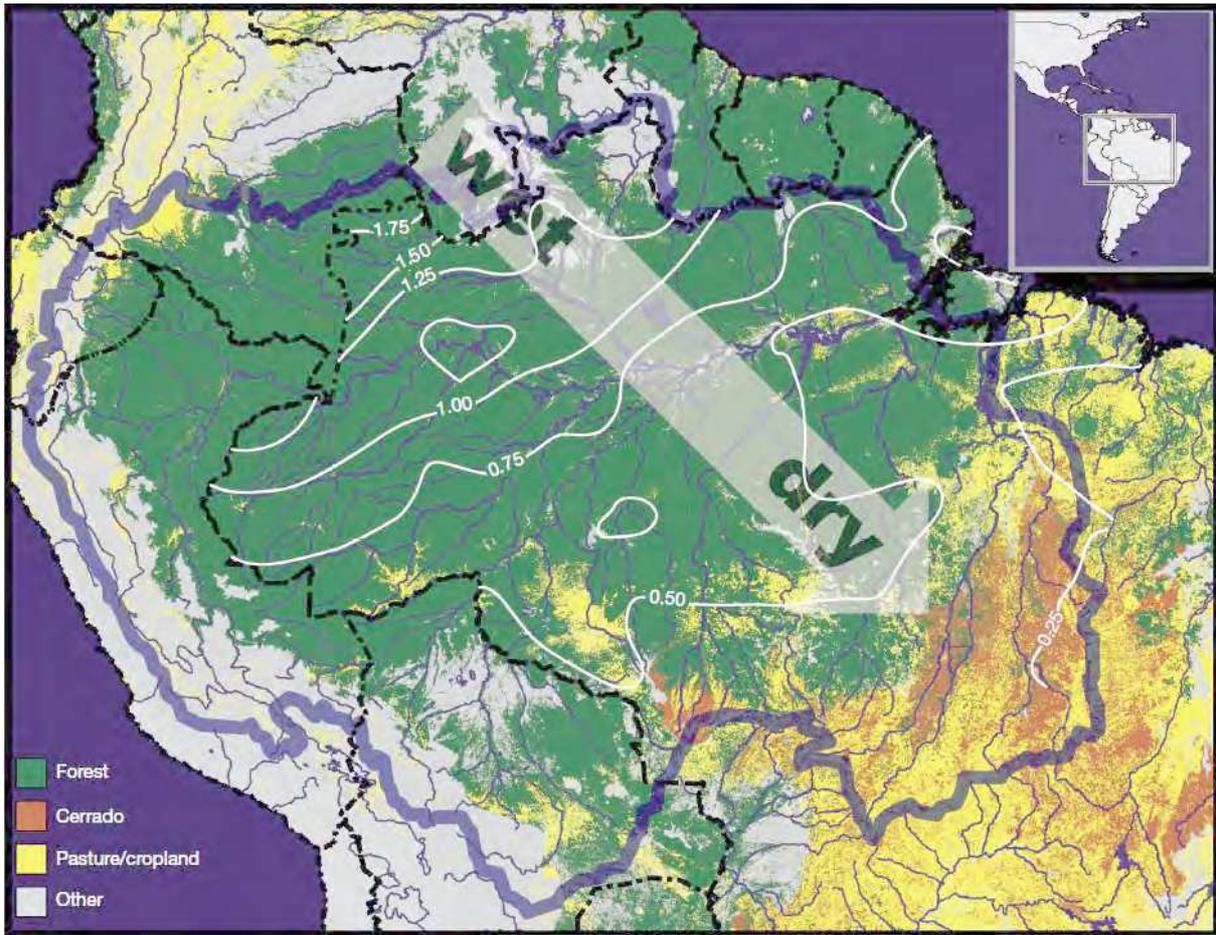


FIGURE 2.6. – Gradient d'humidité au sein du bassin amazonien pendant la saison sèche (Source : Davidson *et al.* (2012))

2008). Cependant, l'estimation des précipitations par satellite est une technique en constante amélioration et les produits actuels, s'ils s'avèrent satisfaisants pour la majorité des bassins, des modes de précipitations et des résolutions temporelles souhaitées (Pereira Filho *et al.*, 2015), ils sont en revanche encore insuffisants dans les bassins peu monitorés et dans certains bassins critiques tels que les bassins préandins (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2013c). Sur le bassin amazonien, Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2011b) ont montré que le Solimões avait, du fait de sa taille, une influence sur le taux de précipitations, avec une tendance à la diminution des pluies convectives au-dessus de ce cours d'eau pendant l'après-midi et une tendance contraire, bien que moins prononcée, durant la nuit. Actuellement, ce sont les radars qui fournissent la meilleure estimation en temps réel des précipitations, se basant sur l'effet des nuages et de la pluie sur la propagation des ondes électromagnétiques de faible longueur d'onde. Cependant, leur réseau est encore peu dense et la mise à disposition des données s'effectue de façon sporadique.

2.3.2.2. Processus hydrologiques

Le bassin amazonien est très riche en cours d'eau et plaines inondées, et son réseau hydrique s'étend bien au-delà des limites visibles des cours d'eau. Les principaux affluents du cours principal, visibles sur la fig. 2.7, se classent parmi les plus grands fleuves au monde, par leurs extensions ou par leurs débits.

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

	Débit moyen (m ³ /s)	Superficie du bassin (/10 ³ km ²)
Japura	17 500	268
Purus	12 000	371
Negro	33 500	697
Madeira	31 200	1 420
Tapajos	13 000	490
Xingu	10 000	531
Amazonas (Óbidos)	170 000	4 620

TABLE 2.2. – Caractéristiques des principaux cours d'eau et bassins versants du bassin amazonien

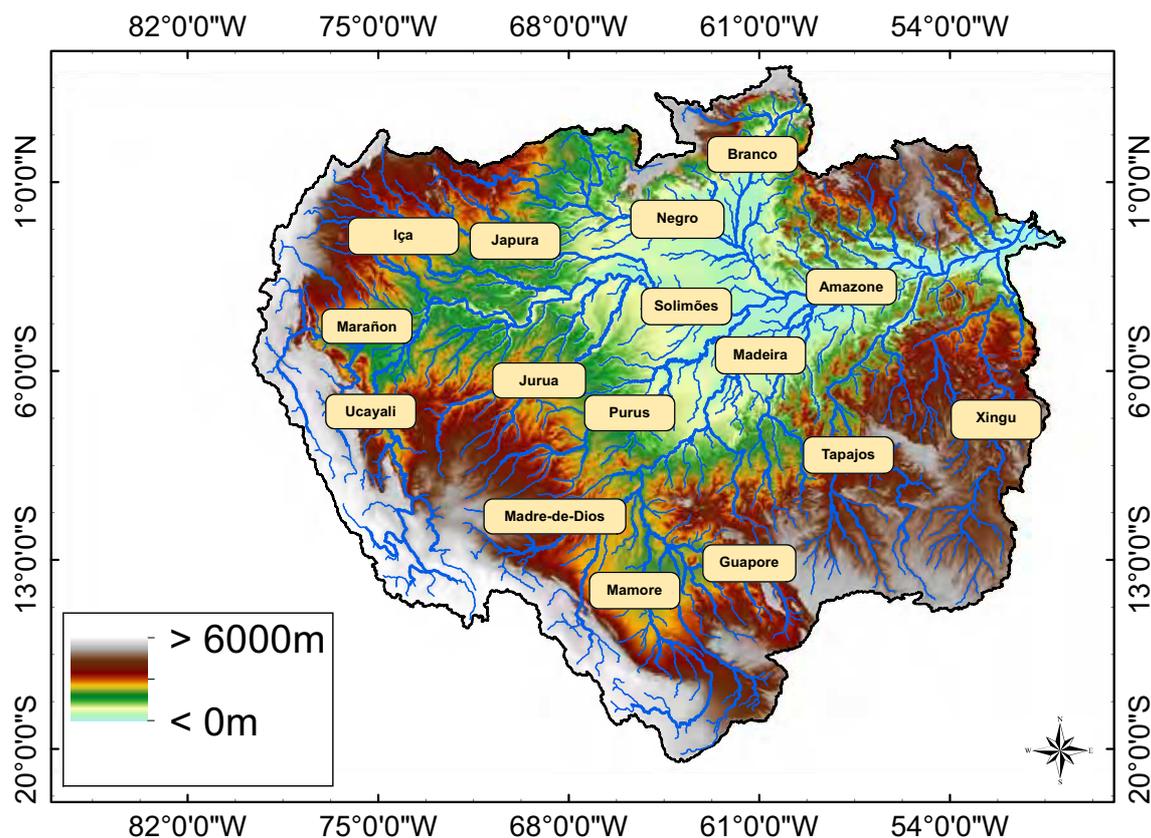


FIGURE 2.7. – Les principaux cours d'eau drainant le bassin amazonien, et l'élévation issue du SRTM

Les altitudes extraites du modèle numérique de terrain SRTM (Farr *et al.*, 2007) sont représentées en code de couleur sur la fig. 2.7, couleurs allant du bleu clair (pour les altitudes les plus basses) au marron et blanc (pour les altitudes les plus hautes). Sur cette figure, les limites du bassin ont été obtenues par discrétisation automatique, méthode décrite dans le chapitre 3. Nous constatons que ces limites diffèrent fortement de celles présentées par Davidson *et al.* (2012) et visibles fig. 2.6. Cela s'explique par le fait que le bassin du Tocantins ait été inclus dans cette dernière référence. Or, ce cours d'eau n'est pas un affluent de l'Amazone mais bien un fleuve ayant son embouchure proche de celle de l'Amazone (à l'est de la presqu'île de Marajo). C'est la raison pour laquelle nous avons choisi de ne pas considérer ce bassin dans notre étude.

Les débits moyens des principaux cours d'eau du bassin sont donnés dans le tableau 2.2, adapté de Molinier *et al.* (1997).

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

Fleuve (ville)	cote maximale (m)	cote minimale (m)	Marnage (m)
Jurua (Cruzeiro do Sul)	12,38	0,43	11,95
Madeira (Porto Velho)	97,85	81,25	16,60
Tapajos (Itaituba)	7,50	0,18	7,68
Xingu (Alta Mira)	6,35	1,00	5,35
Negro (Barcelos)	6,70	2,08	6,62
Amazone (Óbidos)	6,76	0,10	6,66

TABLE 2.3. – Cotes maximales, minimales et marnage des cours d'eau du bassin amazonien pour la période 1928-1933 (Adapté de Pardé (1936))

Nous constatons que l'Amazone et ses six plus grands affluents ont un débit moyen excédant $10\,000\text{ m}^3/\text{s}$, soit six fois le Rhône. Dictés par les différents modes de précipitations, les cycles annuels des différents cours d'eau sont très distincts selon que l'on se place sur la marge gauche (rio Negro) de l'Amazone ou sur sa marge droite (Rio Jurua), comme nous pouvons le voir fig. 2.8

Ainsi, le Jurua, affluent du Solimões, atteint son maximum en mars, alors que le Negro à Barcelos l'atteint entre juin et juillet. Du fait de ces différentes phases, les événements extrêmes majeurs survenant sur les affluents voient généralement leur impact lissé sur le cours principal. Cependant, la crue de 2005 a montré que la simultanéité d'événements mineurs peut avoir sur le cours principal des conséquences dramatiques (Tomasella *et al.*, 2011). Au-delà de ces différences temporelles, nous pouvons voir dans le tableau 2.3 que les variations entre niveau minimum et niveau maximum diffèrent selon les cours d'eau, pouvant atteindre, par exemple, plus de 16 m sur le Madeira (Guyot *et al.*, 1999). Les différences de phase entre les affluents et le cours principal sont à l'origine de ce que l'on appelle l'effet de barrage aval. Cette situation a lieu lorsque le niveau d'une section n'est plus uniquement piloté par le débit amont mais également par le niveau d'eau aval, résultant en une diminution de la pente de la surface libre (Meade *et al.*, 1991; Molinier *et al.*, 1996).

De tels effets se feront ressentir dans la relation entre hauteur d'eau et débit de la section considérée, comme illustré sur la fig. 2.9. Sur cette figure, représentant les relations hauteur-débit de plusieurs sections du Madeira, nous pouvons voir la différence croissante entre les débits en période ascendante ou en période de décrue, à mesure que l'on s'approche de la confluence avec l'Amazone (de gauche à droite sur la fig.). Ce phénomène, sur lequel nous reviendrons extensivement par la suite, est très présent dans le bassin amazonien du fait des très faibles pentes et des importantes variations de hauteur et de débit durant le cycle annuel.

Les zones inondées représentent une partie non négligeable des processus ayant lieu dans le bassin amazonien. Ainsi, Alsdorf *et al.* (2010) ont montré que le volume d'eau qui y est stocké correspond à environ 5 % du débit de l'Amazone. Sur les 2 000 km considérés dans leur étude et

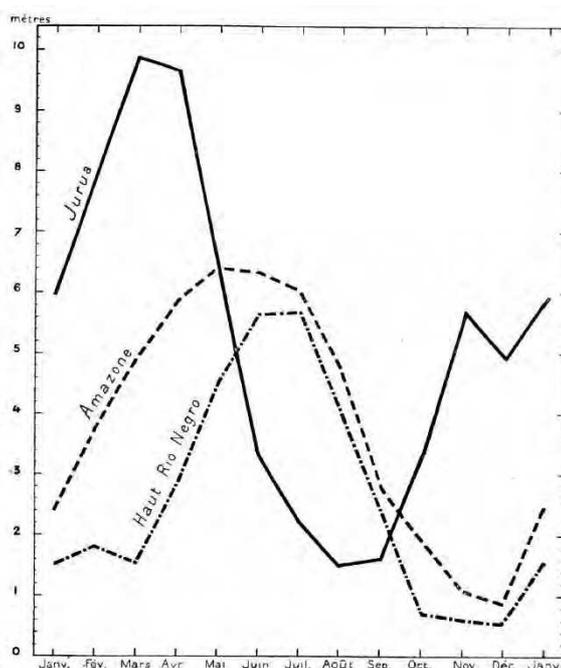


FIGURE 2.8. – Décalage temporel des extrêmes des cours d'eau du bassin amazonien. Comparaison entre le Jurua, le haut Negro et le cours principal (Source : Pardé (1936))

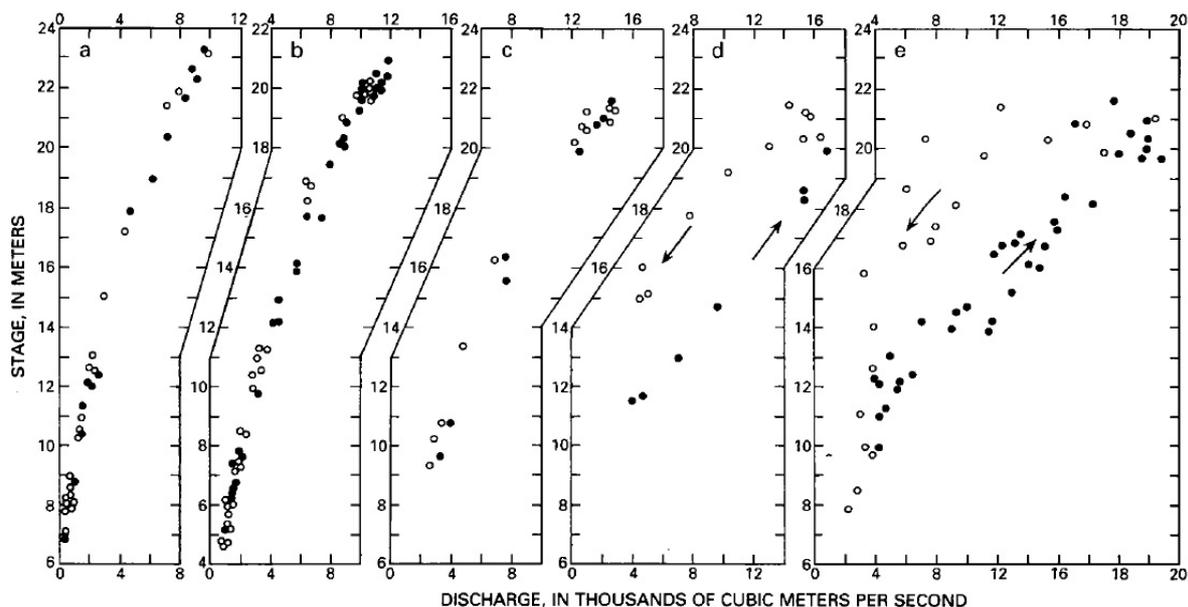


FIGURE 2.9. – Effet du contrôle aval sur la relation hauteur débit au cours du Madeira : phénomène d’hystérésis. Les cercles pleins correspondent aux couples H/Q en eaux montantes et les cercles vides en décrue. Stations localisées de 1 320 km à 260 km de l’embouchure avec l’Amazone (Source : Meade *et al.* (1991))

sur une année, les échanges d’eau (stockage puis déversement) totalisent 285 km^3 . Il est impossible de suivre de telles zones inondées par les méthodes traditionnelles, notamment en périodes de crue lors desquelles celles-ci atteignent des superficies de l’ordre de $500\,000 \text{ km}^2$ (Seyler *et al.*, 2009) et s’étendent à perte de vue dans la forêt. Bonnet *et al.* (2008) et Alsdorf *et al.* (2010) ont en outre prouvé qu’en plus de communiquer avec le cours d’eau auquel elles sont connectées, ces immenses zones d’inondation communiquent entre elles de manière complexe.

Une telle complexité fait du bassin amazonien un cas très riche à étudier. Son apport aux océans et son influence sur le climat global le placent au centre de nombreux intérêts, intérêts exacerbés par la richesse de sa faune, de sa flore et de ses sols. Au milieu d’un tel écosystème se trouve l’Homme, qui puise chaque jour un peu plus dans ces ressources qui lui semblent infinies.

2.3.3. L’Amazone et l’Homme

Le fleuve Amazone est le principal vecteur de richesses des villes localisées dans le bassin, et des événements extrêmes peuvent affecter très fortement les populations locales. La majeure partie de la population (qu’elle soit urbaine ou rurale) est installée dans les zones proches des cours d’eau, car ils facilitent l’acheminement des denrées. Le transport fluvial est prépondérant dans le bassin, atteignant les chiffres impressionnants de 14,5 millions de passagers par an et 671.10^3 tonnes de marchandises par mois pour les seuls États du Para, de l’Amapa, de Rondônia et d’Amazonas. Il est pour de nombreux habitants le seul moyen de transport qui leur permette de satisfaire des besoins fondamentaux tels que la santé et l’éducation. Le transport fluvial présente également de nombreux avantages socio-environnementaux sur ses concurrents, comme le montre le tableau 2.4.



FIGURE 2.10. – Habitant transportant sa pirogue sur le rio Negro

2. Le cycle de l'eau et le bassin amazonien

	Routier	Ferroviaire	Fluvial
Efficacité énergétique (t/Cv)	0,17	0,75	5
Émissions de CO ₂ (kg/1 000 tku)	116	34	20
Émissions de NO _x (g/1 000 tku)	4 617	831	254
Consommation de carburant (L/ 1 000 tku)	96	10	5
Fatalités (/ morts - fluvial)	155	22,7	1
Coût d'implantation (kR\$/km)	900	2 800	230
Aire déboisée (m ² /km)	40.10 ³	38.10 ³	0

TABLE 2.4. – Avantages du transport fluvial par rapport au ferroviaire et au routier (Source : Antaq (2013) et DER-GO)

Cependant, la navigation fluviale nécessite la majeure partie du temps la connaissance du tirant d'eau disponible, au risque de voir les barques s'enliser dans les bancs de sable fréquents dans la région amazonienne. La connaissance de cette information nécessiterait la mise en place ou l'optimisation de réseaux d'observation coûteux. Les eaux des cours d'eau du bassin amazonien sont également particulièrement prisées par les gouvernements brésiliens successifs pour le potentiel énergétique qu'elles offrent. Ainsi, outre les trop fameux barrages du Xingu et du Madeira, de nombreux autres sont en phase avancée de projet. Sur ces barrages récents, les polémiques portent à la fois sur les aspects socioculturel (notamment l'impact des zones inondées sur les tribus locales), environnemental (impact des barrages sur les populations de poissons) et économique (quid du devenir de ces barrages si, comme certaines prévisions le laissent penser, les débits moyens viennent à diminuer).

De nombreux efforts ont été consentis récemment par les gouvernements afin d'endiguer l'exploitation non régulée des ressources du bassin amazonien. Par exemple, le gouvernement brésilien, par le biais de l'INPE, a créé un système d'alerte rapide de foyers de déforestation, le DETER, basé sur l'utilisation de données du capteur MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*) embarqué sur le satellite Terra, avec une résolution de 250 m. Le DETER permet de détecter en temps quasi réel l'apparition de nouvelles coupes dans la forêt primaire et les cicatrices d'incendies forestiers souvent déclenchés par l'homme pour préparer le terrain. Bien qu'ayant une sensibilité d'observation réduite (minimum de 25 ha) le système DETER est un outil essentiel d'aide à la décision grâce à sa capacité d'observation journalière. Un second système de surveillance par satellite, PRODES, fournit le taux annuel de déforestation et permet ainsi aux gouvernements d'influer sur leurs politiques publiques et de mener des actions de prévention en Amazonie. Du point de vue hydrologique, l'effet de la déforestation est difficile à prévoir. En effet, la réponse d'un bassin versant à une telle perturbation dépend de l'équilibre entre précipitations et évapotranspiration (équation 2.1). À petite échelle, la déforestation peut entraîner une réduction de l'évapotranspiration et une augmentation des débits, alors qu'à l'échelle du bassin amazonien l'effet serait une réduction des précipitations et donc des débits (Coe *et al.*, 2009). Callede *et al.* (2008) ont par ailleurs démontré que sur la période 1981-2003 le débit moyen annuel à Óbidos avait augmenté de 5 % vraisemblablement en raison du déboisement.

Au cours des dernières années, le bassin amazonien a été frappé par de nombreux événements hydrologiques extrêmes qui ont altéré la vie des riverains et la végétation. Les prévisions récentes de l'IPCC (2007) montrent que de tels événements pourraient se reproduire de façon quasi systématique au cours des prochaines décennies. Or, la prévision de tels événements en est encore à ses balbutiements et n'est appliquée qu'à petite échelle. De plus, nous avons vu que le nombre de stations possédant des séries temporelles longues est en diminution (Vörösmarty *et al.*, 2001), ce qui rend la tâche encore plus difficile. Comme le soulignent Davidson *et al.* (2012), étant données les grandes variations inter-annuelles et décennales des précipitations, de longues séries temporelles sont nécessaires pour détecter sans aucune ambiguïté les effets des actions humaines sur les régimes des cours d'eau.

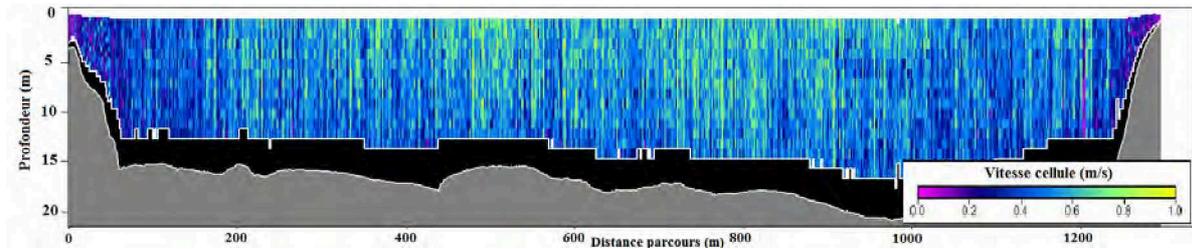


FIGURE 2.11. – Section du rio Negro en droit de Novo Airão mesurée par ADCP lors de la campagne de décembre 2014

2.4. La mesure du débit

La mesure de l'écoulement fluvial, aussi appelé débit, est un pas primordial pour la réalisation du bilan hydrique. Or, comme nous allons le voir, sa mesure n'est pas toujours chose aisée. Le débit est défini comme le volume d'eau qui traverse une surface donnée durant un certain intervalle de temps, soit :

$$Q = V/t \quad (2.2)$$

Dans l'équation 2.2, V [m³] est le volume étudié et t le temps. Le débit peut également, par définition, être relié à la vitesse de l'écoulement et à l'aire de la section traversée :

$$Q = A \times v \quad (2.3)$$

Ici, A [m²] est l'aire de la section traversée par le fluide et v [m/s] est la vitesse de l'écoulement. Le débit peut donc être relié à la hauteur d'eau d'une section donnée en fonction de sa forme.

2.4.1. Mesures *in situ*

La première catégorie de mesures de débit peut être classifiée comme mesures de terrain, ou *in situ*. Pour ce type de mesures, de nombreuses méthodes sont disponibles, qu'elles soient volumétriques (basées sur le temps nécessaire pour remplir un volume donné), d'exploration du champ de vitesses (à l'aide de moulinets, perches, courantomètres), hydrauliques (par traversée d'un ouvrage hydraulique artificiel) ou encore physicochimiques (par dilution d'un traceur introduit dans le courant). Nous évoquons ci-dessous les deux méthodes les plus répandues, et utilisées notamment pour les grands fleuves.

2.4.1.1. Mesures par ADCP

L'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler* - Profileur de courant à effet doppler) est aujourd'hui l'instrument le plus utilisé lors des missions scientifiques ayant pour but de mesurer la vitesse du flux. Placé dans l'eau, l'instrument calcule la vitesse du flux par effet Doppler. L'ADCP va effectuer la mesure de vitesse sur plusieurs profondeurs et moyenner par tranche, et ce jusqu'au fond du fleuve. La fig. 2.11 illustre les résultats que nous avons obtenus lors d'un transect sur le Negro, au droit de la ville de Novo Airão, lors de la campagne de décembre 2014.

L'axe des abscisses de la fig. 2.11 représente la distance parcourue depuis le début de l'acquisition, et celui des ordonnées la profondeur de la mesure (et non de la cellule, celle-ci étant placée à une profondeur fixe). Les variations de couleur représentent la vitesse calculée du flux pour chaque tranche, variant ici entre 0 et 1 m/s.

Il est important de noter que les mesures de débit par ADCP présentent en général des erreurs de l'ordre de 5 % à 10 %, erreurs notamment dues à des erreurs d'interpolation (notamment des marges, qui ne sont pas atteignables sur la plupart des cours d'eau du bassin amazonien), à des subsections non mesurées (lorsque la vitesse du bateau devient trop grande) ou à des remous

importants (Morlock, 1996). Si cela peut paraître peu sur un débit de l'ordre de $200.10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, cela représente 10 à $20.10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, soit de nouveau une dizaine de fois le débit du Rhône. En raison de ces erreurs, les constructeurs préconisent souvent d'effectuer plusieurs allers-retours et de moyenniser les valeurs de débit obtenues afin d'obtenir la valeur finale du débit. Dans la pratique, les transects sont répétés jusqu'à converger à 5 % près. Cela semble possible pour des grands fleuves dont le débit varie peu d'un jour à l'autre. Cependant, effectuer huit allers-retours sur un cours d'eau dont la largeur est de 3 km à la vitesse moyenne de 1,25 m/s prendrait huit heures, soit une journée entière de travail pour mesurer une section. Les impératifs financiers s'opposent ici aux impératifs scientifiques, et sur ce genre de section ne seront en général effectués qu'un ou deux allers-retours.

2.4.1.2. Échelles limnimétriques et courbes de tarage

Le mode le plus commun pour réaliser une « mesure » de débit reste de mesurer une hauteur d'eau et de transformer cette dernière en débit au travers d'une relation appelée courbe de tarage. C'est, en réalité, le fondement même de la plupart des bases de données de débit au monde, sans que les méthodes utilisées ou les erreurs associées soient précisées. Le principe consiste en la lecture d'une cote d'eau sur une échelle limnimétrique. Ces échelles limnimétriques, ou règles, sont installées sur les berges des fleuves (voir fig. 2.12) par les organismes chargés des mesures (ANA, CPRM et COHIDRO par exemple dans le cas du bassin amazonien) et nécessitent une maintenance régulière.

Comme nous pouvons le voir sur la fig. 2.12, les échelles sont installées à intervalles réguliers de manière à couvrir toute la gamme de hauteurs possibles. Dans le bassin amazonien, le relevé des hauteurs d'eau est de la responsabilité d'un résident local qui a pour mission d'effectuer le relevé deux fois par jour. Il est aisé de deviner que la précision de tels relevés est largement tributaire de la bonne volonté de la personne qui les effectue. De plus, ces règles nécessitent des opérations régulières de maintenance, tant les crues peuvent être dévastatrices et remodeler les marges, entraînant avec elles certains niveaux des règles. Au vu de ce mode de fonctionnement apparaît un autre problème capital de ces techniques, le délai d'acheminement des informations de l'opérateur à l'utilisateur final, notamment pour les règles localisées dans des endroits très reculés.

Une fois les informations de cote obtenues, les institutions vont les transformer en débit par le biais de la courbe de tarage établie au préalable. L'établissement des courbes de tarage est fait par la mise en adéquation de débits mesurés par ADCP et de cotes relevées à la règle. Cependant, les bases de données actuelles, notamment celle de l'ANA (*Agencia Nacional das Aguas* - Agence nationale des eaux), fournissent des débits à partir de courbes de tarage basées sur des relevés sporadiques et généralement anciens. Ainsi, l'information de débit fournie est sujette à une grande incertitude due aux erreurs de mesures et à la



FIGURE 2.12. – Échelles limnimétriques sur les marges du fleuve Cueiras, affluent du Negro (Archives personnelles)

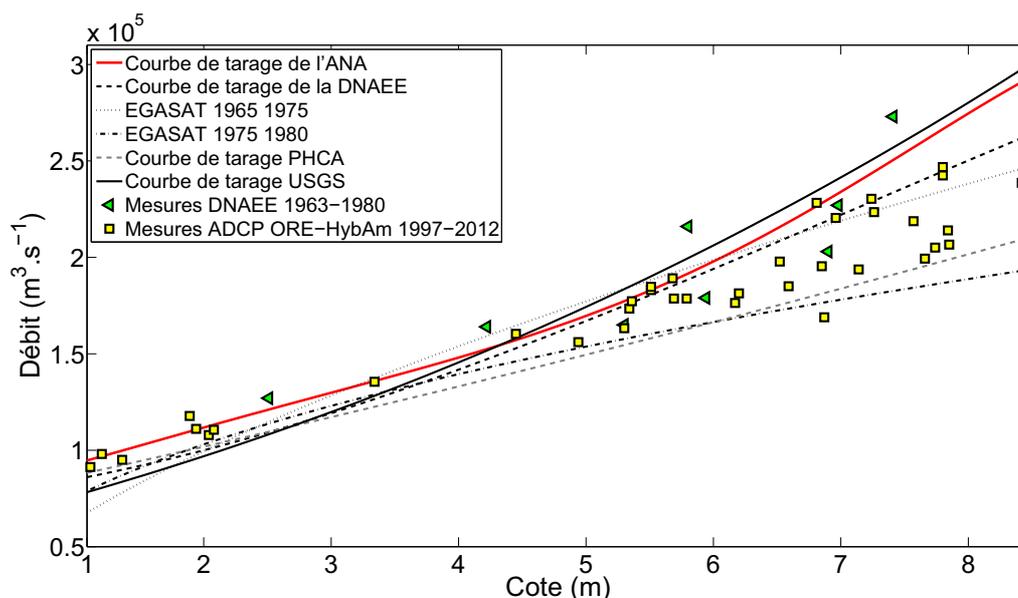


FIGURE 2.13. – Ensemble de courbes de tarage à Óbidos (Source : adapté de Jacon (1987))

méthodologie employée pour réaliser le fit mathématique.

La fig. 2.13 illustre parfaitement la difficulté qui réside dans la détermination d'une courbe de tarage adéquate. Outre le fait que les mesures ADCP ne peuvent que très difficilement être faites dans des conditions extrêmes, notamment aux très hauts débits, nous voyons clairement que la méthode de mesure et la période des points utilisés influent grandement sur la courbe de tarage résultante. De plus, la relation hauteur-débit n'est que très rarement totalement univoque. Il en résulte une grande dispersion des courbes de tarage utilisées par différentes entités, dispersion qui mène, pour une même cote relevée, à une gamme de débits possibles très étendue. La fig. 2.13 illustre également l'évolution des mesures de débits avec l'amélioration des techniques pour les grands fleuves.

2.4.2. Autres méthodes de détermination du débit

Les techniques « sans contact » apportent des possibilités nouvelles quant à l'estimation du débit des fleuves. Au contraire des techniques *in situ*, elles ne nécessitent ni opérations manuelles sujettes aux erreurs ni la mise en place de protocoles coûteux. Les modèles hydrologiques et les techniques spatiales sont deux moyens permettant, en théorie, d'obtenir ce type d'information. Les techniques de modélisation hydrologique, que nous décrivons chapitre 3, nécessitent la connaissance des autres variables du cycle hydrologique pour estimer le débit, alors que les techniques basées sur des observations de l'espace (chapitre 4) reposent principalement sur la création de relations stables entre les variables observées et le débit.

2.5. Conclusions

Nous avons pu voir dans ce chapitre que la détermination des composantes du cycle de l'eau dans le bassin amazonien est un exercice périlleux tant chacune est sujette à de nombreuses incertitudes. De plus, en vertu de la grande diversité de processus et d'interactions, et de sa taille gigantesque, il est difficile de connaître en temps réel la situation hydrologique des innombrables cours d'eau qui constituent le bassin. Or, la majorité des villes, villages ou peuplades d'Amazonie se sont établis en bordure de ces derniers, car ils constituent les moyens de déplacement les plus adaptés et fournissent les denrées alimentaires nécessaires aux populations. Ces populations

2. *Le cycle de l'eau et le bassin amazonien*

dépendent donc des fleuves, mais sont aussi extrêmement vulnérables aux aléas climatiques qui entraînent les crues et les sécheresses dont le bassin amazonien a été de nombreuses fois victime ces dernières années.

Il apparaît donc absolument nécessaire d'améliorer nos connaissances des interactions entre les différentes composantes du cycle de l'eau afin de pouvoir interpréter au mieux les événements passés et de pouvoir anticiper d'éventuelles catastrophes. Parmi ces composantes, nous avons pu voir que la détermination du débit pose de nombreux problèmes, à la fois d'ordre financier, technique et scientifique. En effet, pour une section donnée, seule la connaissance parfaite des conditions hydrologiques à chaque instant permettrait la détermination du débit. Les modèles hydrologiques sont un moyen, au travers de représentations plus ou moins simplifiées des réseaux de drainage et des interactions entre les composantes du cycle de l'eau, de tester et d'améliorer nos connaissances et notre compréhension des processus qui ont lieu à l'intérieur du bassin amazonien.

3. La modélisation hydrologique

Tucci (1986) décrit la modélisation comme l'art de représenter un système physique au travers d'équations qui symbolisent la relation entre une entrée et une sortie à un intervalle de temps donné. Au cours des dernières années, les modèles hydrologiques ont été l'un des outils les plus utilisés dans de nombreuses études de prévision de débits ou pour l'aide à la décision dans le cas des comités de gestion de bassins hydrologiques. La variable pluviométrique étant beaucoup plus aisée à mesurer en continu que la variable hydrométrique (Thiery, 1993), l'un des principaux problèmes à résoudre en hydrologie est de savoir comment les précipitations sont transformées en débits. Dans le domaine de la modélisation hydrologique, la tendance est à l'amélioration de la représentation des processus et des interactions entre les différents composants du cycle hydrologique, avec des efforts particuliers sur les grands bassins transfrontaliers, comme c'est le cas de l'Amazone.

Que l'on s'intéresse à la gestion des ressources en eau, à l'étude de l'impact anthropique sur les hydrosystèmes ou à la prévision des crues, la modélisation hydrologique est un outil indispensable. Le modèle employé doit décrire les différentes étapes du phénomène de transformation de la pluie en débits au sein d'un bassin versant. Sa complexité dépendant de la qualité attendue des résultats et du degré de connaissance des différents processus. Dans ce chapitre, nous présenterons les différents types de modèles ainsi que leurs utilisations, puis listerons les principales informations nécessaires à l'utilisation d'un modèle hydrologique. Enfin, nous ferons une présentation du modèle MGB-IPH au travers duquel ont été obtenus les débits du bassin amazonien utilisés dans notre étude.

3.1. Types de modèles

C'est au début des années 1960, avec l'avènement des ordinateurs, qu'est apparue la possibilité de rassembler dans un même modèle pluie-débit l'ensemble des processus ayant lieu au sein d'un bassin versant, comme le Stanford Watershed Model (Crawford et Linsley, 1966). Depuis lors, de nombreux auteurs se sont attachés à tenter de classier ces modèles selon, parfois la manière dont ils décrivent les processus (Refsgaard et Storm, 1996), parfois leur capacité ou non à représenter les variations spatiales des processus et des variables, et le degré de complexité des équations (Singh, 2012). Les phénomènes représentés par les modèles hydrologiques sont les précipitations, la génération de flux, la propagation des ondes de crue, l'évaporation, l'infiltration, etc. Ainsi, les modèles varient en fonction de leur complexité, allant d'une représentation simplifiée de la propagation des flux sans considération des zones inondées (Collischonn *et al.*, 2007), avec les zones inondées (Coe *et al.*, 2008; Yamazaki *et al.*, 2011), jusqu'à une représentation hydrodynamique de la propagation (Coe *et al.*, 2008; Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2013b,c).

3.1.1. Classification des modèles hydrologiques

Les modèles *globaux* considèrent l'ensemble du bassin versant comme une seule entité et tentent d'en résoudre l'équilibre hydrique, au travers d'équations empiriques et sans se soucier de la variabilité des caractéristiques du bassin et des différents processus.

Dans un modèle *distribué*, au contraire, la variabilité spatiale de chaque processus est prise en compte, ainsi que certaines caractéristiques géographiques du bassin. Bien que nécessitant une plus grande quantité de données et une meilleure connaissance du bassin que les modèles globaux, les modèles distribués ont pour avantage de permettre d'étudier les impacts de points

3. La modélisation hydrologique

de déforestation ou d'une diminution locale des précipitations sur les débits. Cependant, l'augmentation du nombre de paramètres du modèle, qui découle de l'augmentation du nombre de mailles de ce dernier, accroît les temps de calcul et les incertitudes (Beven, 1989).

C'est pourquoi on peut distinguer une troisième catégorie, les modèles *semi-distribués*, dans lesquels sont créées des classes de même réponse hydrologique. Dans la réalité, cela revient à regrouper dans une même classe des parties différentes mais dont la réponse à une même entrée peut être considérée égale. Ces modèles sont apparus notamment pour permettre la prise en compte de paramètres tels que la couverture végétale. En effet, comme le montre Flügel (1995), la couverture végétale joue un rôle primordial dans les modèles, car elle permet la détermination de l'évapotranspiration par la formule de Penmann-Monteith (Allen *et al.*, 1998). Or, s'il est impossible, ou en tout cas extrêmement coûteux en temps opérationnel et de calcul, de représenter la couverture végétale pour chaque division spatiale du modèle, il est aisé de créer des classes qui correspondent au même type d'occupation du sol, bien qu'étant sensiblement différentes.

Les modèles peuvent aussi être classés selon le degré de simplification des équations et leur décomposition en processus de base ou non. Ainsi, les modèles *empiriques* ne s'intéressent qu'aux relations entrée/sortie des variables, c'est-à-dire que les processus intermédiaires n'ont pas d'importance. C'est donc la relation pluie/débit dans son ensemble qui est étudiée dans les modèles empiriques, par exemple au travers de régressions entre les séries temporelles (Ambroise, 1999).

Le modèle *conceptuel* considère, quant à lui, la transformation de la pluie en débit comme un ensemble de processus élémentaires, chaque processus pouvant être représenté par un ensemble d'équations. Dans un modèle conceptuel, la propagation des flux se fait, au sein du bassin versant, par un ensemble de réservoirs inter-connectés. Les équations utilisées tendent à représenter au mieux les processus réels mais sont généralement simplifiées pour maintenir un degré de complexité permettant la mise en œuvre du modèle.

3.1.2. Critères de choix d'un modèle

Il revient donc à l'utilisateur de faire un choix entre les nombreux types de modèles en fonction du cas d'étude. Par exemple, le choix sera différent si l'on souhaite modéliser un bassin urbain, un petit bassin agricole ou un grand bassin tel que le bassin amazonien.

Selon Baudez *et al.* (1998), le choix d'utiliser un modèle distribué ou global devra prendre en considération la taille du bassin et principalement la variabilité spatiale de données telles que la couverture pédologique et la couverture végétale. Ainsi, au vu des caractéristiques des précipitations sur le bassin amazonien que nous avons évoquées chapitre 2, il ne fait aucun doute du bien fondé d'y appliquer un modèle distribué.

3.2. Sources d'incertitudes

L'un des aspects importants de la modélisation souvent sous-considéré est l'analyse des facteurs qui contribuent à augmenter l'incertitude des modèles. Ainsi, O'Donnell et Canedo (1980) ont séparé les sources d'incertitudes en trois catégories. La première catégorie regroupe les données d'entrée. Nous avons vu au chapitre 2 que les mesures de débits sont sujettes à des erreurs systématiques et/ou ponctuelles. De plus, les variables sont généralement spatialisées et une partie de leur variabilité est perdue dans ce processus. L'interpolation temporelle de variables continues est également source d'erreurs. La deuxième catégorie est en rapport avec la structure même du modèle. Ainsi, nos connaissances des processus hydrauliques nous amène à faire des approximations, comme c'est le cas par exemple lorsque l'on tente de représenter les interactions entre les plaines d'inondation et les fleuves. La représentation globale, à l'échelle du mini-bassin, de facteurs tels que la capacité d'infiltration est également source d'erreurs. La dernière catégorie est celle de l'étalonnage du modèle. De fait, les choix faits en amont de cet étalonnage, par exemple sur les populations lui servant de base ou sur la fonction objectif, influenceront sur les

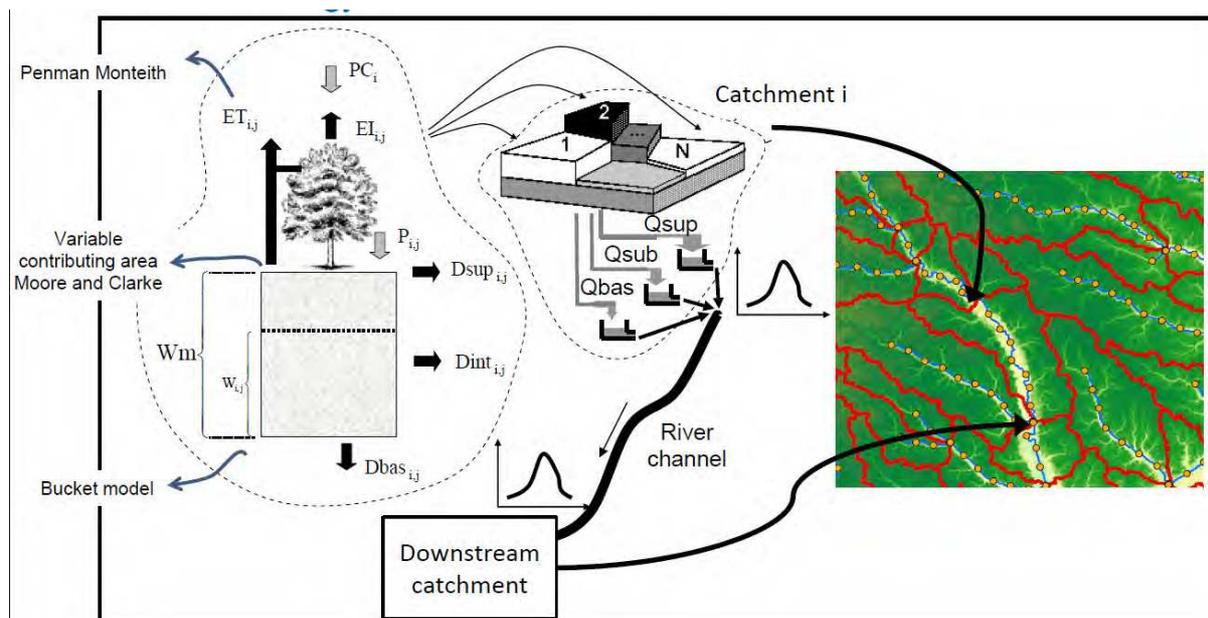


FIGURE 3.1. – Représentation schématique du MGB-IPH

résultats obtenus. Melching (1995) et Refsgaard et Storm (1996) reprennent la même classification mais en séparant la variabilité spatio-temporelle des variables dans une catégorie séparée.

Toutes ces sources d'incertitude font qu'il est difficile de trouver un jeu de bons paramètres pour un modèle, et que la meilleure approche peut éventuellement être de dire qu'il n'est pas possible de déterminer un ensemble de paramètres parfaits mais seulement des paramètres probables qui devront être discutés par la suite.

3.3. Le modèle MGB-IPH

Le modèle MGB-IPH (acronyme en portugais pour *Modèle de Grands Bassins de l'Institut de Recherches Hydrauliques*) est un modèle distribué de grande échelle développé par Collischonn *et al.* (2007). Il est basé sur des équations conceptuelles et physiques qui simulent les interactions entre les composantes du cycle de l'eau terrestre telles que l'équilibre hydrique du sol, l'interception, l'évapotranspiration, la génération d'écoulements superficiels, sub-superficiels et souterrains, ainsi que la propagation du flux dans les cours d'eau, et est particulièrement adapté pour l'étude de grands bassins versants. La fig. 3.1 illustre ces différentes composantes du MGB-IPH.

Au mode de propagation initial du modèle par une méthode de Muskingum Cunge, a été ajouté un module hydrodynamique avec représentation des plaines d'inondation afin de répondre aux besoins spécifiques du bassin amazonien (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2013b). Tous les exécutables associés au modèle MGB-IPH et nécessaires pour réaliser l'ensemble des étapes de la modélisation que nous décrivons ci-dessous sont disponibles gratuitement sur le site du groupe de l'IPH « *Hidrologia de Grande Escala* » (www.ufrgs.br/hge/mgb-iph), avec les tutoriels associés à chacune de ces étapes.

3.3.1. Discrétisation des bassins versants

Alors que la version initiale du MGB-IPH imposait une division du bassin en cellules carrées (Collischonn *et al.*, 2007) la version actuelle que nous avons utilisée dans cette étude inclut un mode de discrétisation basé sur l'identification de sous-bassins hydrologiquement cohérents qui utilise la méthode ArcHydro (Maidment, 2002). À partir du MNT (*Modèle Numérique de Terrain*) SRTM (Farr *et al.*, 2007) sont déterminées les directions d'écoulement (fig. 3.2), en

3. La modélisation hydrologique

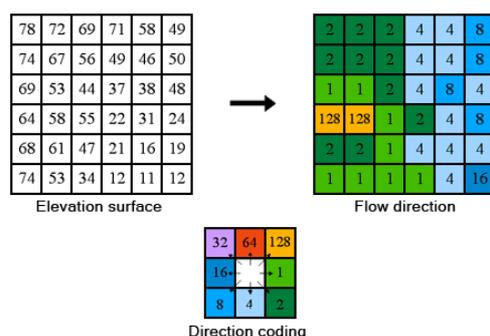


FIGURE 3.2. – Établissement des directions de flux selon le modèle D8

utilisant la méthode du *modèle de flux à huit directions* (D8) de Jenson et Domingue (1988). Lors de cette étape sont analysées les altitudes de chaque pixel ainsi que de ceux qui l’entourent pour déterminer le cheminement des flux. Au préalable, le MNT doit avoir été corrigé, notamment par un *rebouchage des trous*, étape qui assure qu’il n’existe aucun pixel aberrant dans lequel tout le flux s’écoulerait.

Une fois les directions de flux obtenues, l’accumulation de flux - c’est-à-dire la quantité de pixels en amont de chaque pixel du bassin - est calculée. Cette information servira pour déterminer le réseau de drainage. La détermination du réseau de drainage se fait par un choix de l’utilisateur qui détermine à partir de combien de pixels amont un pixel est considéré comme faisant partie du réseau de drainage. Ce choix n’est pas innocent tant il influera sur le dessin des mini-bassins et donc sur le découpage du bassin (voir fig. 3.3) et les temps de calcul. Le réseau de drainage ainsi obtenu est ensuite segmenté en tronçons, qui ne sont autres que des biefs ne possédant aucune confluence. À partir de ces informations sont ensuite générés le bassin versant et les sous-bassins.

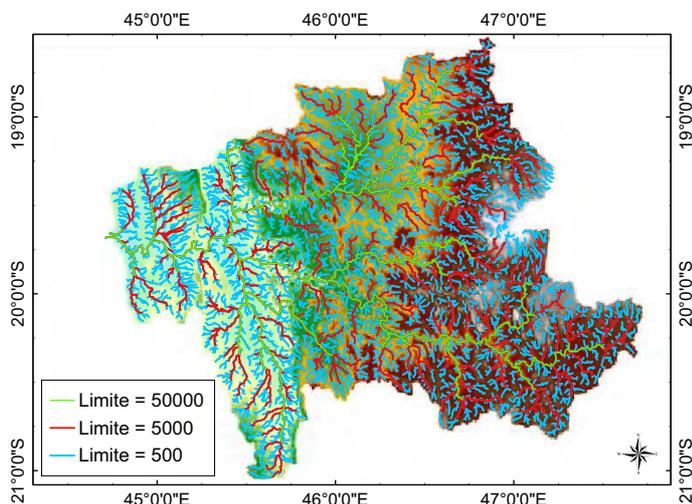


FIGURE 3.3. – Exemples de réseaux de drainage déterminés avec trois valeurs limites distinctes (unité : pixels). Cas du bassin du Tsiribihina - Madagascar

À l’intérieur d’un sous-bassin nous retrouvons plusieurs HRU (*Hydrological Response Unit*) qui correspondent à des zones possédant la même réponse à une même stimulation. Ces HRU sont déterminées en couplant une carte d’utilisation des sols et une carte lithologique (Binley et Beven, 1992). Une nouvelle fois, c’est à l’utilisateur de bien connaître le bassin étudié afin de définir ses classes de végétation (forêt tropicale, forêt inondée, agriculture, etc.) et de sol (sol argileux, sol profond, etc.).

3.3.2. Équilibre énergétique

Pour chaque HRU sont calculés le bilan hydrique du sol ainsi que le bilan énergétique, pour chaque pas de temps, suivant l’équation :

3. La modélisation hydrologique

$$W^{t+1} - W^t = P - ET - D_{sup} - D_{int} - D_{bas} \quad (3.1)$$

Dans l'équation 3.1, W [mm] est le stock d'eau dans le sol, ET [mm] est l'évapotranspiration de l'eau du sol, P [mm] les précipitations effectives et D_{sup} , D_{int} et D_{bas} sont les écoulements de surface, de sub-surface et de sous-sol.

Une partie des précipitations est interceptée par les arbres en fonction de leur LAI (*Indice de Surface Foliaire*, Leaf Area Index en anglais) prédéterminé dans les HRU. L'évapotranspiration est calculée au travers de l'équation de Penman-Monteith (Monteith, 1965), et dépend des conditions météorologiques qui doivent donc être fournies au modèle.

La percolation dans l'aquifère D_{bas} est calculée au travers d'une relation linéaire entre le stockage et la capacité maximale de stockage, et l'infiltration dans le sol D_{int} , calculée par un modèle de conductivité hydraulique en milieu non saturé (Rawls *et al.*, 1993).

3.3.3. Propagation des flux

Par la suite, les flux générés à l'intérieur de chaque bassin sont propagés jusqu'au réseau de drainage au travers de trois réservoirs linéaires (flux de surface, flux intermédiaires et flux souterrains), comme illustré fig. 3.1 (« Q_{sup} », « Q_{sub} », « Q_{bas} »).

La propagation des flux à l'intérieur des cours d'eau se faisait initialement par méthode de Muskingum-Cunge. Cependant, Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2011a) ont montré que le manque de représentation de certains processus importants du bassin amazonien induisait des erreurs sur la détermination des débits. C'est pour cela qu'un module hydrodynamique permettant la représentation des effets de barrage aval ainsi que le remplissage/vidange des plaines d'inondation. Le module, adapté de celui développé par Tucci (1978), est basé sur la résolution des équations de Saint-Venant (Cunge *et al.*, 1980). Les équations de conservation de la masse et du moment peuvent s'écrire :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + b \frac{\partial h}{\partial t} = q_{cat} - q_{fl} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{Q^2}{A} \right] + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA (S_0 - S_f) \quad (3.3)$$

Q [m³/s] est le débit du fleuve, t [s] le temps, x [m] la distance longitudinale, b [m] est la largeur de la section au niveau d'eau considéré, q_{cat} [m²/s] est l'apport latéral du sous-bassin et q_{fl} [m²/s] est le flux échangé avec la plaine d'inondation, h [m] est la profondeur d'eau, g [m/s²] l'accélération de la gravitation, A [m²] l'aire de la section et S_f et S_0 [m/m] les pentes de fond et de surface libre.

Les variables hydrauliques sont calculées à chaque section transversale. Aux confluences, les flux sont modélisés par le biais de l'équation de conservation de la masse présentée par Cunge *et al.* (1980). En cas de présence d'une plaine d'inondation, le flux est simulé en première approximation en utilisant un simple réservoir linéaire et en considérant que la vitesse du flux dans la direction parallèle au cours d'eau est nulle dans la plaine d'inondation, que les plaines d'inondation sont seulement des zones de stockage et que le niveau d'eau dans les plaines d'inondation est égal au niveau d'eau dans le cours principal.

3.3.4. Données d'entrée

La description fournie ci-dessus nous montre que le modèle MGB-IPH, comme tout modèle, est fortement dépendant du MNT fourni en entrée. En effet, toutes les étapes de discrétisation ainsi que l'identification des plaines d'inondation sont uniquement basées sur lui. Les formes des sections transversales des cours d'eau sont déterminées sur la base d'équations géomorphologiques, et l'élévation du fond est déterminée à partir du MNT SRTM de 15 secondes d'arc

de résolution auquel sont ajoutées des corrections dues notamment à la présence de végétation (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2011a).

Pour certains calculs, notamment celui de l'évapotranspiration, le modèle nécessite également l'apport de données journalières, telles que le vent, la température, la pression, l'insolation et l'humidité. Comme tout modèle pluie-débit, il est évidemment nécessaire de fournir une estimation journalière des précipitations, qu'elle soit *in situ* ou satellitaire. Pour l'étude de grands bassins, les solutions les plus viables sont généralement les estimations de pluie par satellite telles que TRMM, GPCP, PERSIANN, CMORPH, etc., du fait de la faible densité de pluviomètres. Ces précipitations sont interpolées aux centres des mini-bassins en utilisant la méthode de pondération inverse de la distance (Collischonn *et al.*, 2007), selon la formule suivante :

$$P(x) = \frac{\sum w_i(x)P(i)}{\sum w_i(x)} \quad (3.4)$$

où $w_i(x) = 1/d(x, i)^p$ et $d(x, i)$ la distance entre le point x , auquel nous désirons calculer les précipitations, et le point i . Le champ de précipitations qui sera fourni au modèle dépendra donc fortement du choix de densité du réseau de drainage effectué lors des étapes de discrétisation. Ainsi, comme nous l'évoquions précédemment, ce choix doit être fait avec une attention toute particulière afin de s'assurer que les phénomènes locaux de précipitations ne seront pas « dissous » lors de cette interpolation.

3.3.5. Étalonnage du MGB-IPH

L'*étalonnage*, ou *calage*, revient à modifier les valeurs attribuées aux paramètres du modèle afin de s'approcher au mieux des observations. Il peut se faire de manière manuelle, par une approche *essai et erreur*, ou automatiquement en utilisant un algorithme d'étalonnage, qui consiste en la minimisation ou maximisation d'une fonction objectif. Comme nous l'avons évoqué précédemment, la multitude des incertitudes et la présence de nombreux optimums locaux et de plusieurs zones de convergence a mis en exergue la nécessité d'algorithmes probabilistes (Binley et Beven, 1992; Duan *et al.*, 1992).

L'étalonnage du MGB-IPH se fait par l'algorithme MOCOM-UA (*Multi-Objective COMplex evolution algorithm*) (Yapo *et al.*, 1998). Basé sur le SCE-UA (Duan *et al.*, 1992), le MOCOM-UA permet l'évaluation de la région de Pareto. Les principales étapes de cet algorithme sont :

1. Définition des limites des paramètres du modèle ;
2. Génération aléatoire de ns groupes de paramètres ;
3. Calcul des fonctions objectif pour chaque groupe de paramètres ;
4. Évaluation de la dominance. Une solution est considérée dominée si toutes ses fonctions objectif sont pires que celles de l'autre solution considérée ;
5. Attribution de l'indice 1 aux solutions non dominées ;
6. Attribution de l'indice 2 aux solutions non dominées par les solutions restantes ;
7. Formation des complexes basée sur les indices de Pareto ;
8. Évolution des complexes par la méthode simplexe (Nelder et Mead, 1965) avec réflexion ou contraction ;
9. Répétition jusqu'à ce que tous les points reçoivent le même indice.

L'algorithme MOCOM-UA se montre très sensible au nombre de points dans la population, et a tendance à concentrer ses solutions de Pareto dans certaines régions de convergence (Vrugt *et al.*, 2003). Les neuf paramètres du modèle MGB-IPH (reliés à l'équilibre hydrique du sol W_m , K_{int} , K_{int} , K_{int} , b , et liés aux temps de permanence dans les trois réservoirs linéaires C_s , C_b et T_{KB}) décrits par Collischonn *et al.* (2007) et Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013c) ont été calibrés avec succès par grands sous-bassins versants.

3.3.6. Perspectives et avancées récentes

Les méthodes d'assimilation de données se sont révélées, au cours des dernières années, de bonnes alternatives au manque d'informations *in situ* à fournir aux modèles, ou aux difficultés à calibrer ces modèles. Ces méthodes consistent en la modification des variables d'état du modèle pour s'approcher au maximum de la vraie valeur de la variable étudiée. Les deux variables généralement utilisées sont le débit et la hauteur d'eau, mais elles peuvent parfois être, par exemple, l'humidité du sol et la température. L'une des méthodologies souvent utilisée est un filtre de Kalman (Evensen, 2003), pour l'actualisation des variables d'état du modèle, employé conjointement avec le modèle MGB-IPH (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2013b,c). Cette méthodologie s'est montrée efficace sur le bassin amazonien, non seulement pour améliorer l'estimation du débit aux lieux de l'assimilation, mais aussi pour propager ces améliorations à d'autres parties du réseau de drainage, par exemple celles non monitorées, améliorant ainsi l'estimation du débit sur l'ensemble du bassin. Évidemment, de telles méthodes sont fortement dépendantes de la quantité de données qui leur sont fournies. Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013b) ont montré que les données satellitaires pouvaient être d'un apport considérable dans la modélisation hydrologique des grands bassins peu échantillonnés, au travers par exemple de l'assimilation des hauteurs observées par altimétrie spatiale.

3.4. Données utilisées dans notre étude

Comme nous l'avons évoqué plus haut, le bassin étudié est discrétisé en mini-bassins lors de la préparation des données pour le modèle MGB-IPH. Cette étape de discrétisation automatique est nécessaire, et la taille des mini-bassins obtenus dépendra de la résolution du modèle numérique de terrain (MNT, aussi appelé MDE, modèle digital d'élévation) utilisé, ainsi que de la finesse désirée par l'utilisateur. Il est important de noter que, lorsque l'on s'intéresse à un bassin de la taille du bassin amazonien, il faudra faire un compromis entre finesse de la découpe (taille des mini-bassins) et temps de calcul ou taille des fichiers. Ce choix est aussi fait au regard de la répartition géographique des données disponibles. Les mini-bassins obtenus sont représentés fig. 3.4. Les étapes de discrétisation sont explicitées longuement dans Collischonn *et al.* (2007) et Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2011a).

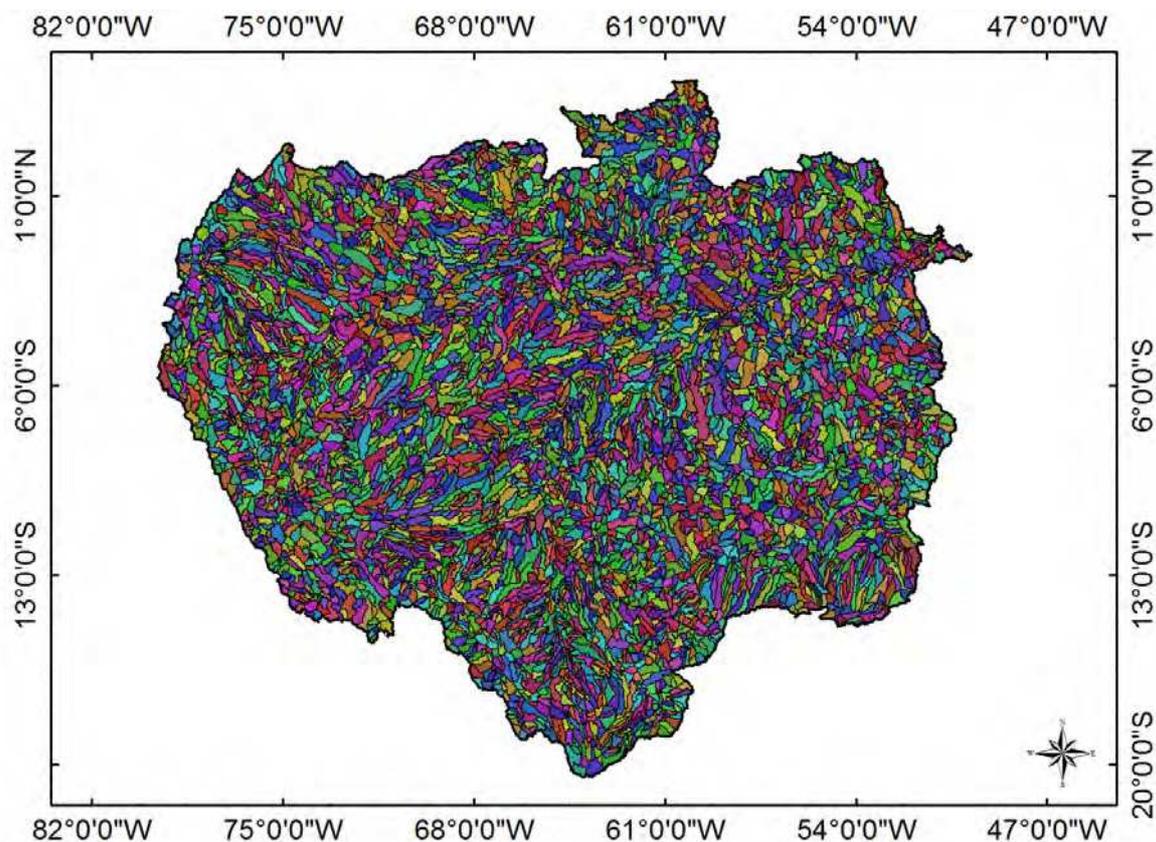


FIGURE 3.4. – Les 5 765 mini-bassins obtenus suite à la discrétisation automatique du bassin amazonien

Lors des étapes préalables au fonctionnement du modèle, Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2011a) ont défini 5 765 mini-bassins dont la taille varie entre 100 km² et plus de 10 000 km² (fig. 3.4). Les débits simulés seront obtenus au centre de chaque mini-bassin. Le découpage illustré fig. 3.4 permet théoriquement de ne pas avoir de trop nombreux cas pour lesquels plusieurs stations virtuelles sont associées au même mini-bassin. De cette association, effectuée automatiquement sous environnement Fortran, découleront les données d'entrée de l'algorithme, à savoir les séries temporelles de cotes altimétriques (présentées ci-après) et de débits simulés (obtenus dans le cadre de la thèse de Rodrigo Paiva).

Afin d'éviter des temps de calcul trop longs, les deux modes (hydrodynamique et hydrologique) ont été utilisés sur le bassin, en fonction des critères présentés par Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013c). Ces deux critères sont une pente inférieure à 20 cm/km (critère présenté par Ponce (1994) pour les ondes cinématiques) et la présence ou non de plaines d'inondation au travers d'une analyse visuelle du MNT. En conséquence, environ 30 % du bassin ont été simulés en mode hydrodynamique et les 70 % restants en mode hydrologique, comme présenté chapitre 3. Ce découpage est visible fig. 3.5.

Le MNT a également été utilisé pour estimer l'élévation du fond des rivières au travers des algorithmes de corrections présentés par Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2011a). Les erreurs systématiques dues à la hauteur effective de la végétation, le bruit blanc et la profondeur estimée des cours d'eau sont ainsi soustraits à la valeur du SRTM afin d'obtenir une estimation de l'élévation du fond du cours d'eau. Ces corrections sont fonction de la hauteur réelle de la végétation, de l'aire drainée de la section ainsi que du rapport entre la largeur de la section et la résolution du modèle numérique de terrain (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2011a). Les données météorologiques ont été obtenues dans la base de données CRU CL 2.0 (New *et al.*, 2002) et les précipitations utilisées ont été les estimations journalières TRMM de l'algorithme 3B42 (Huffman *et al.*, 2007).

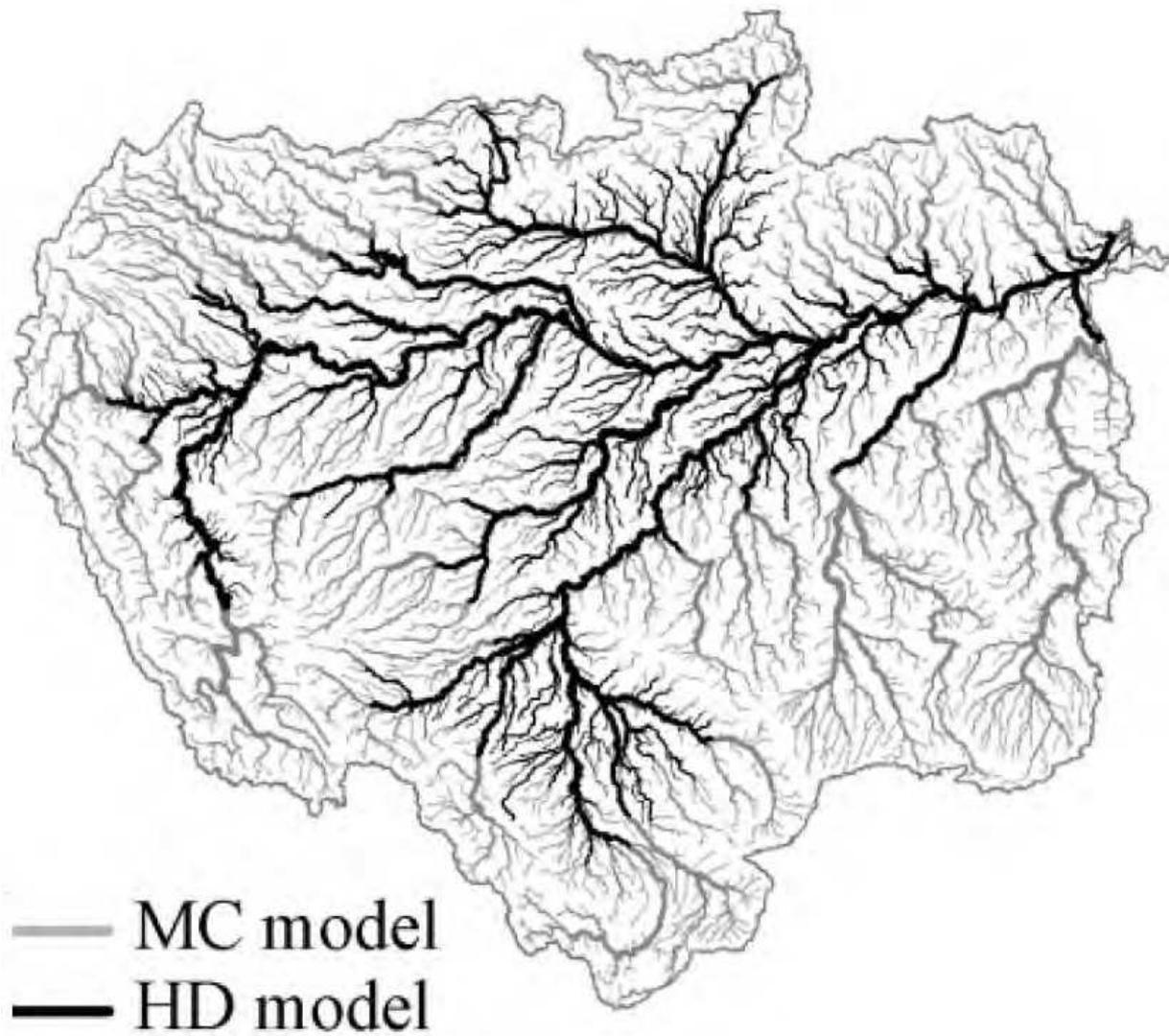


FIGURE 3.5. – Découpage du bassin suivant le mode de modélisation : hydrologique (MC model - Muskingum Cunge) et hydrodynamique (HD model) (Source : Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013c))

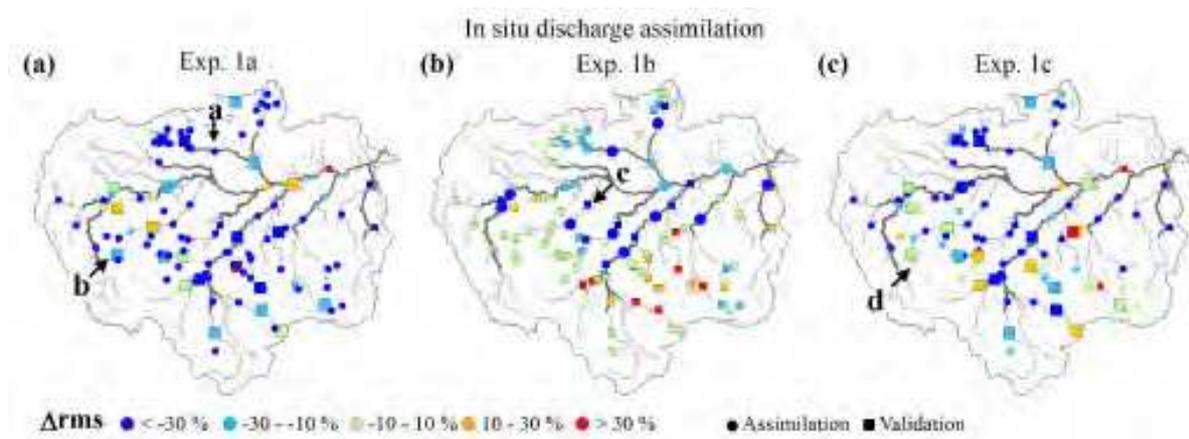


FIGURE 3.6. – Évaluation de l'assimilation de débits *in situ* (Source : Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a))

L'obtention des débits s'est en outre faite par assimilation de données de débits *in situ*, comme présenté par Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a). L'assimilation de débits *in situ* par filtre de Kalman d'ensemble a permis d'améliorer la performance globale du modèle, non seulement sur les biefs comportant une station *in situ*, mais également en amont de ces biefs pour des stations non monitorées, comme le montre la fig. 3.6.

C'est dans notre cas l'expérience 1a qui a été utilisée, soit l'expérience dans laquelle la majorité des stations de jaugeage sont utilisées pour l'assimilation de données. Le modèle hydrodynamique couplé au schéma d'assimilation de données par filtre de Kalman d'ensemble nous a donc fourni une estimation la plus fidèle possible du débit sur la période désirée, débit auquel nous ferons référence comme « Q_{obs} » tout au long de l'étude.

3.5. Conclusions

Bien qu'encore perfectibles, les modèles hydrologiques permettent aujourd'hui d'estimer de manière correcte les débits à l'échelle du bassin versant. Cependant, nous avons vu que ces modèles sont largement dépendants d'une grande quantité de données d'entrée, telles que les données météorologiques ou les modèles numériques de terrain. De plus, la caractérisation des géométries des rivières est très souvent basée sur des lois empiriques qui ne représentent que grossièrement la réalité. Cependant, les débits estimés par Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a) et Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013c) au travers du modèle MGB-IPH ont prouvé être de bonne qualité sur la majeure partie du bassin et doivent nous fournir une base de données d'informations de débits importante.

Les données satellitaires ont pris au cours des dernières années une importance grandissante grâce à la capacité des altimètres à observer les phénomènes hydrologiques non seulement sur les océans mais aussi sur les surfaces continentales. Elles peuvent donc constituer une alternative intéressante aux données de terrain, avec notamment l'avantage d'être disponibles très rapidement après leur production.

4. L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales

Au cours des dernières années, les observations par satellites se sont révélées être un puissant outil pour pallier les difficultés rencontrées pour monitorer le cycle de l'eau et des fleuves à l'échelle globale. En effet, comme nous l'avons évoqué plus haut, les modèles sont très souvent tributaires de la qualité et de la quantité d'informations obtenues à partir des techniques de télédétection. Si les capteurs optiques sont utiles pour déterminer par exemple les variations temporelles des surfaces d'eau, les images qu'ils fournissent sont en général insuffisantes pour la détermination des débits des cours d'eau et doivent être enrichies par d'autres informations telles que la vitesse de l'écoulement ou la hauteur d'eau (Bjerkli *et al.*, 2003). Depuis une vingtaine d'années, l'altimétrie nadir a été utilisée pour extraire des séries temporelles de hauteurs d'eau sur les grands fleuves, avec une précision atteignant la dizaine de centimètres (Birkett, 1998; Birkett *et al.*, 2002; Calmant *et al.*, 2008). Nous dresserons dans cette partie un résumé des techniques actuellement utilisées en hydrologie, avec un focus particulier sur les techniques disponibles pour monitorer les hydrosystèmes continentaux, et nous présenterons plus longuement les sources des données que nous utiliserons tout au long de cette thèse.

4.1. Généralités

Le terme d'altimétrie satellitaire, ou altimétrie spatiale, désigne une technique d'observation permettant de mesurer une distance avec un altimètre radar embarqué à bord d'un satellite artificiel : l'émetteur du télémètre envoie un signal très haute fréquence, et son récepteur capte l'écho, c'est-à-dire la partie du signal réfléchi par la surface de la mer. La distance entre l'altimètre et la surface de la mer est ensuite calculée à partir du temps de propagation aller-retour du signal radar. La position du satellite sur son orbite et par rapport à l'ellipsoïde terrestre de référence étant connue avec précision par d'autres méthodes, on mesure ainsi le niveau instantané de la mer par rapport à ce même ellipsoïde. Cependant, dans la pratique, l'onde électromagnétique est perturbée durant son trajet et il est nécessaire d'appliquer des corrections à la mesure brute. Corrections sur lesquelles nous reviendrons par la suite.

La géodésie, science qui s'attache à répondre aux questions de forme, de dimensions, de champ de pesanteur de la Terre, et de leurs variations, a immédiatement bénéficié des apports de l'altimétrie spatiale. En effet, en mesurant le niveau des océans, on peut accéder à la répartition des masses à la surface et à l'intérieur de la Terre. Pour ce faire, il est nécessaire d'extraire de la mesure altimétrique la composante liée à la topographie dynamique, par moyennage des mesures au même point et sur une longue période temporelle. Cette valeur moyenne est proche du géoïde (surface équipotentielle de pesanteur), et représente la condition de repos des océans. Grâce à ces considérations,

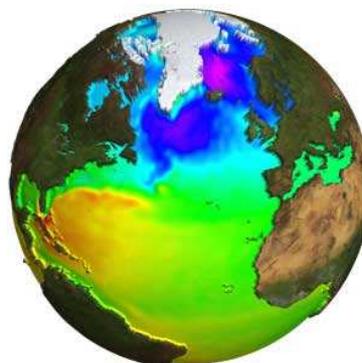


FIGURE 4.1. – Topographie moyenne des océans par altimétrie (Source : Aviso+)

Bergé-Nguyen *et al.* (2006) ont pu dresser une carte des fonds marins à partir de l'altimétrie satellitaire.

L'océanographie a grandement profité de l'avènement de l'altimétrie satellitaire. En effet, cette dernière a permis la collecte d'informations spatialement distribuées, chose impossible par bateau. Ces nouvelles données ont permis le suivi spatio-temporel des principaux phénomènes océaniques, telles que les marées (mise en évidence de nouvelles composantes, renforcement de la précision), les grands courants (leurs variations annuelles et leurs conséquences climatiques), les courants tels que El Niño et la Niña, ou encore l'augmentation du niveau global des océans et ses disparités spatiales (fig. 4.1). L'étude des phénomènes à plus petite échelle reste néanmoins dépendante de la distance entre les traces au sol des différentes missions, et les futures missions à large fauchée devraient apporter beaucoup à l'étude des courants et autres phénomènes côtiers. Ceci dit, il est aujourd'hui possible de modéliser avec précision l'état de la mer et la hauteur des vagues, et, en couplant ces données avec des modèles atmosphériques, de faire des prévisions utiles dans divers domaines tels que la climatologie, la gestion des risques côtiers, etc.

Au travers de l'observation des calottes glaciaires et des glaciers, l'altimétrie satellitaire a aussi permis de mesurer les variations de l'épaisseur des neiges continentales et des banquises (fig. 4.2). Bahr *et al.* (2009) ont montré que l'élévation du niveau des océans, observée par Griggs et Bamber (2011) à partir de données ERS1 complétées par ICESat pour les régions dépassant la limite de latitude de ERS1, était en partie due à la fonte des glaciers, et que, si les températures suivaient la tendance actuelle, cette fraction tendrait à augmenter. L'altimétrie satellitaire a donc permis, entre autres, l'évaluation de l'épaisseur des glaces et la quantification de l'influence de la fonte des glaciers sur l'augmentation du niveau des océans. Outre les missions océanographiques ERS et Jason, qui ont obtenu de bons résultats sur les glaces, les missions dédiées telles que ICESat et CryoSat-1 et 2 ont permis de les améliorer et de les compléter, notamment aux latitudes extrêmes, grâce à leur orbite quasi polaire.

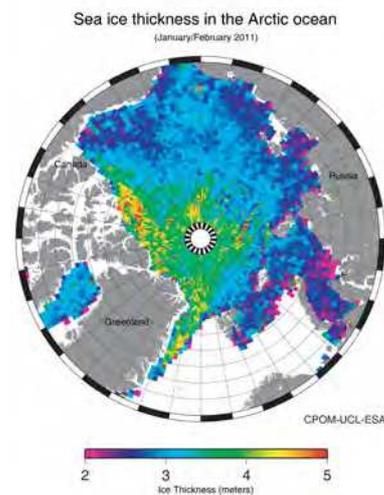


FIGURE 4.2. – Épaisseur de la banquise vue par satellite (Source : ESA)

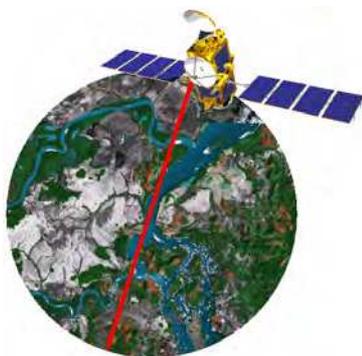


FIGURE 4.3. – L'altimétrie satellitaire pour les eaux continentales, vue d'artiste (Source : Aviso+)

Enfin, l'altimétrie satellitaire joue un rôle croissant en hydrologie continentale. Bien qu'initialement conçues pour l'océanographie, les différentes missions se sont révélées être de formidables outils dans le suivi de ces hydrosystèmes. Du fait de leur état proche de celui des océans, sur les grands lacs et les mers fermées les traitements standard sont de bonne qualité. En revanche, pour caractériser et modéliser les cours d'eau, il a été nécessaire de mettre en place de nouveaux algorithmes de traitement des données, le signal subissant d'autres perturbations (états de surface différents de celui des océans, présence de végétation, etc.). C'est certainement dans ce domaine que l'altimétrie a le plus progressé au cours des

dernières années, atteignant des précisions de l'ordre de quelques dizaines de centimètres sur les rivières, et permettant un suivi des hauteurs d'eau bien distribué temporellement et spatialement, faute d'être continu. L'altimétrie permet en outre la quantification de nombreuses variables associées au niveau d'eau telles que le débit, la pente, le volume et le bilan hydrologique. Nous reviendrons tout au long de ce chapitre sur les différentes utilisations de l'altimétrie en milieu continental et sur les corrections à apporter aux données pour s'adapter à ces nouvelles conditions.

4.2. Les missions d'altimétrie

C'est au cours des années 1970 que les premiers altimètres ont été envoyés dans l'Espace à bord de satellites, dans le but d'observer et de déterminer la topographie des océans. Ce sont les États-Unis, pionniers du genre, qui lancèrent la station spatiale Skylab (1973), GEOS-3 (1975), Seasat (1978) et GEOSAT (1985). Dans le même temps, les satellites commençaient petit à petit à transmettre de manière régulière des informations sur les différents éléments de la biosphère. Durant les décennies qui suivirent, de nombreux satellites altimétriques furent lancés, parmi lesquels deux grandes familles d'altimètres se distinguent : ceux équipant les missions T/P, Jason-1 et Jason-2 (fruits d'une collaboration CNES et NASA) et ceux équipant les missions ERS1, ERS2 et ENVISAT (ESA). Tandis que les premiers étaient principalement dédiés à l'étude des océans (nous verrons tout au long de ce manuscrit qu'on peut leur trouver de nombreuses utilisations dans le domaine continental), les seconds devaient permettre l'étude tant des systèmes continentaux que des océans. Certaines réflexions en cours, portant aussi bien sur le fond (technologie embarquée, bande de fréquences, etc.) que sur la mise en œuvre (résolution spatiale, répétitivité temporelle), issues des expériences sur les missions passées, doivent permettre de dépasser les principales limitations des missions actuelles. Ces efforts sont illustrés par les missions Cryosat-2 (2010) et Sentinel-3 (2015) pourvues d'un altimètre SAR/Doppler (*Synthetic Aperture Radar*, Radar à Synthèse d'Ouverture), Saral /AltiKa (2013) avec un altimètre en bande Ka (*Kurtz-above*) et SWOT (2020) qui embarquera un altimètre interférométrique capable de mesurer les variables sur une fauchée et non pas sur une trace.

4.2.1. Les premières missions

C'est grâce à l'expérience Skylab qu'il a été possible de prouver la faisabilité de l'observation des océans par altimétrie. Cette mission, qui a duré 7 ans, a permis l'observation des ondulations du géoïde en fonction des fosses océaniques (Marsh et Chang, 1976). Lancée non habitée, la station a vu trois équipages se succéder pendant sa durée de vie, dont 4,8 % du temps était alloué à l'observation des ressources terrestres (NASA, 2000). À la suite de Skylab, GEOS-3 emporta à son bord un radar altimétrique à 13,9 GHz ayant pour objectif principal de mesurer la distance verticale de la surface des océans, avec une précision absolue de ± 5 m et relative de 2 m. De plus, GEOS-3 devait permettre de déterminer la faisabilité de mesurer la hauteur des vagues par satellite et préparer la technologie d'un futur satellite altimétrique opérationnel ayant une précision de 10 cm.



FIGURE 4.4. – La station orbitale Skylab

4.2.2. Chronogramme de l'altimétrie

Les premières missions ayant fait leurs preuves, de nombreuses missions ont été lancées ensuite, avec divers objectifs. La fig. 4.5 montre les missions passées et l'erreur associée à la mesure de leur orbite.

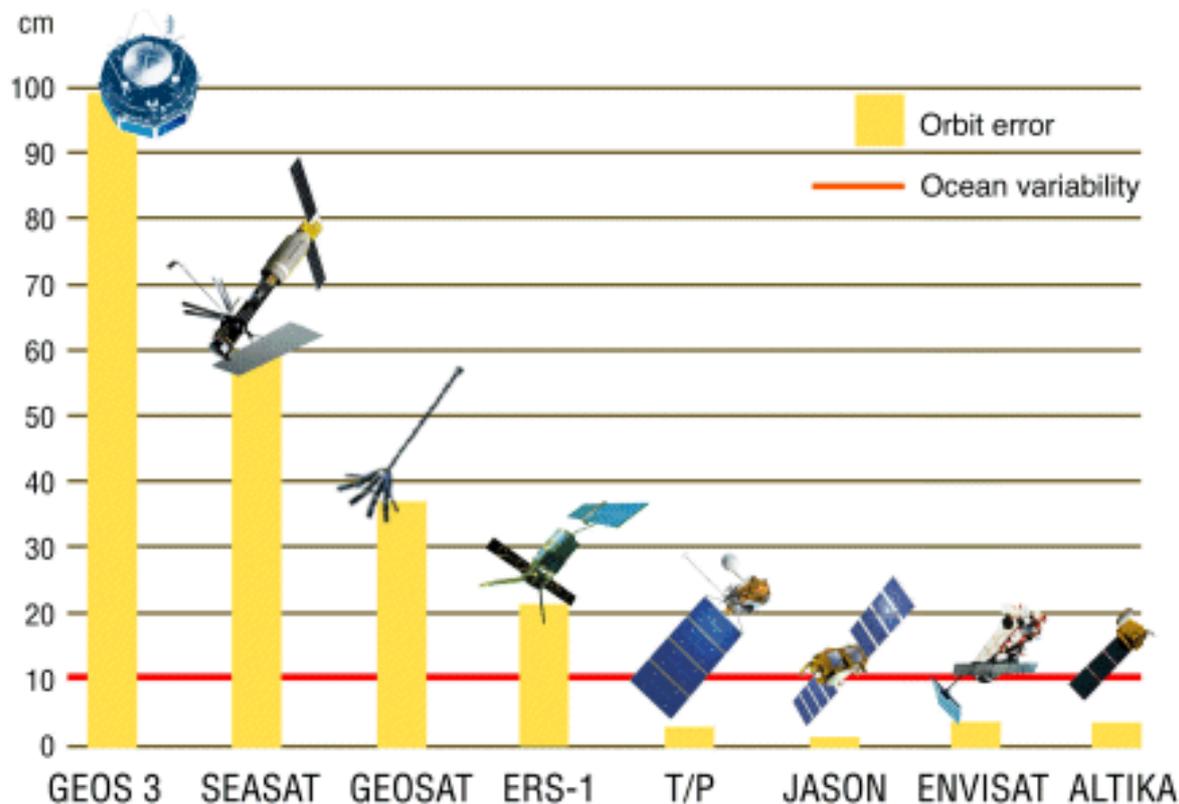


FIGURE 4.5. – Les missions altimétriques passées et la précision sur la mesure de l'orbite (Source : Aviso+)

Comme nous pouvons le voir, ce n'est que depuis Topex/Poséidon que la précision sur la mesure de l'orbite est passée en dessous de la variabilité inter-annuelle du niveau moyen des mers. Les différentes missions et leurs caractéristiques sont présentées dans les paragraphes suivants.

4.2.2.1. Les missions passées

C'est à partir du satellite SeaSat (1978), qui bien qu'ayant été opérationnel seulement 3 mois en raison d'un court circuit est parvenu à fournir à la communauté scientifique une quantité considérable de données, que le niveau de bruit du radar altimètre est passé en dessous de la barre des 10 cm, correspondant à la variabilité inter-annuelle des océans.

Par la suite, une carte détaillée du géoïde marin a été produite par GEOSAT, lancé en 1985 mais dont les données n'ont été totalement divulguées qu'au milieu des années 90. Grâce à sa période de revisite de 17 jours, GEOSAT a été le premier satellite à permettre un suivi spatial et temporel des phénomènes océaniques.

L'ESA est officiellement entrée dans la course en 1991 avec le lancement du satellite ERS-1 (European Remote sensing Satellite). Ce dernier était équipé d'un radar altimètre en bande Ku (*Kurz-unten*) à 13,6 GHz. Son orbite était héliosynchrone, inclinée à 98,5° et à une altitude moyenne de 785 km. Durant sa durée de vie (1991-2000), ERS-1 a été placé sur trois orbites différentes, selon les objectifs scientifiques et les zones à observer. L'une des orbites, avec une

période de revisite de 3 jours, était dédiée à l'étude des calottes polaires, l'autre, avec une période de revisite de 168 jours, était dédiée aux applications géodésiques, et la principale, avec une période de revisite de 35 jours, pour les applications plus généralistes. Par la suite, c'est cette dernière configuration qui a été choisie pour le satellite ERS-2 (1995-2011). Dans la lignée de ses deux prédécesseurs, le satellite ENVISAT (*ENVironmental SATellite*), lancé en 2002 sur une orbite similaire, a poursuivi deux objectifs principaux : améliorer notre compréhension des mécanismes qui affectent la partie solide de la Terre, et effectuer la collecte globale de séries temporelles permettant d'améliorer le contrôle et le suivi des ressources naturelles (Gardini *et al.*, 1995). Parmi les nombreux instruments embarqués à son bord, le RA-2 (*Radar Altimeter 2*), radar altimètre bibande (Ku, 13,575 GHz et S, 3,2 GHz), imageait une bande d'une largeur de l'ordre de quelques kilomètres. En outre, le satellite était pourvu de deux systèmes de positionnement (DORIS et LRA) permettant de connaître la position radiale du satellite au centimètre près (Dow *et al.*, 1999).

De la collaboration entre la NASA et le CNES est née la mission TOPEX/Poséidon (*TOPography EXperiment*) lancée en 1992 et embarquant le NRA (NASA Radar ALtimeter) bi-fréquence (Ku 13,6 GHz et C 5,3 GHz) ainsi qu'un GPSDR (*Gloabl Positioning System Demonstration Receiver*, système de positionnement GPS expérimental) et un système DORIS. Les traces au sol de T/P étaient écartées de 315 km à l'équateur pour une largeur de bande imagée de l'ordre de quelques kilomètres (la largeur de bande variant en fonction du corps imagé (Fu et Cazenave, 2000), son altitude moyenne était de 1 336 km pour une détermination de l'orbite à la fois plus facile et précise, et l'inclinaison de son orbite était de 66°. Cette mission atteint totalement ses objectifs, permettant de décrire avec une fidélité jusqu'alors inégalée les phénomènes de circulation océanique à grande échelle et leurs interactions avec l'atmosphère, de transferts de chaleur, ainsi que d'améliorer l'étude du géoïde marin et de calculer les tendances de la variation du niveau moyen de la mer. Par exemple, l'année 1997 marquant également l'avènement des données Aviso en temps quasi réel, T/P a permis le suivi du phénomène El Niño le plus fort du 20ème siècle (NOAA, 2015) et sa transformation en La Niña. Jason-1, lancé en 2001 sur la même orbite que T/P, a assuré la continuité des données tandis que T/P était décalé d'une demi distance entre traces. Également équipé d'un altimètre bi-fréquence, il surpassa la qualité de son prédécesseur T/P, profitant des avancées technologiques et des conclusions tirées des missions antérieures. Lancé en 2008, Jason-2 a, à son tour, pris le relais de T/P et de Jason-1, avec une précision d'environ 2,5 cm sur les surfaces océaniques.

4.2.2.2. Les missions actuelles

La mission Saral/AltiKa (*Satellite with ARgos and ALtiKa*), fruit de la collaboration entre la France et l'Inde, a été lancée début 2013 avec à son bord un instrument DORIS et l'altimètre bande Ka du CNES. Son orbite est la même qu'ENVISAT. La bande de l'altimètre a été choisie pour mieux observer les glaces et les surfaces continentales. Il est également équipé d'un LRA (*Laser Retro-reflector Array*) permettant l'étalonnage précis des autres instruments par télémétrie laser depuis le sol.

La série de satellites Sentinel fait partie du programme européen Copernicus (programme de surveillance de la Terre) visant au suivi de la Terre et des océans. Chaque satellite de cette famille a une fonction spécifique. Ainsi, les radars SAR de Sentinel-1a et de Sentinel-1b permettent l'obtention d'images par temps couvert et de nuit, les Sentinel-2a et Sentinel-2b permettront d'obtenir une observation multispectrale de toutes les terres émergées tous les 5 jours (une par mois dans les cas les plus critiques de couverture nuageuse), Sentinel-3 sera dédié à l'océanographie grâce à son altimètre SAR/Doppler, Sentinel-4 étudiera la pollution atmosphérique et la météorologie, Sentinel-5 étudiera la composition chimique de l'atmosphère, et enfin Sentinel-6 aura pour but d'assurer la continuité de Jason-2. À noter que les Sentinel-4, 5 et 6 seront des instruments embarqués sur d'autres satellites et non des satellites dédiés.

Côté Chinois, les satellites HY (*HaiYang*, océan) offrent plusieurs possibilités telles que la

mesure de la couleur de l'eau, des sédiments et des matières organiques en suspension dans le milieu océanique (HY-1a et HY-1b), ainsi que l'étude des dynamiques marines (série HY-2). Les HY-3 doivent embarquer des capteurs fonctionnant dans le spectre du visible, des micro-ondes et de l'infrarouge.

Le satellite CryoSat-2 de l'ESA est dédié à l'observation des surfaces gelées, permettant de déterminer l'épaisseur et la dynamique des glaces. L'embarquement d'un altimètre-interféromètre de bande Ku (13,575 GHz) permet trois modes de fonctionnement, chacun favorable à certaines conditions : les modes nadir, SAR/Doppler et SAR/interféromètre.

4.2.2.3. SWOT, l'avenir de l'altimétrie satellitaire ?

Suite aux conclusions apportées par les diverses études utilisant l'altimétrie pour le suivi des eaux continentales, les décideurs, dans un effort conjoint des hydrologues et océanographes français et américains, ont décidé de tenter de mener à bien la première mission de suivi global des eaux continentales : la mission SWOT (*Surface Water and Ocean Topography*). Cette mission doit permettre de passer outre les limitations actuelles de l'altimétrie, à savoir le maillage et la résolution spatiale, comme illustré fig. 4.6. Le fonctionnement de la mission SWOT réside dans l'association de deux antennes SAR en bande Ka distantes de 10 m (voir fig. 4.6), association appelée KaRIN (Ka-band Radar Interferometer).

La principale différence avec l'altimétrie nadir classique réside dans le fait que le satellite observera une fauchée large de 120 km au lieu d'une simple trace au sol (fig. 4.7). Par conséquent, outre la variation spatiale de la hauteur d'eau, la mission SWOT apportera la connaissance de la pente de surface, variable qui est importante dans les processus hydrologiques et traditionnellement très incertaine.

En plus de la hauteur d'eau, qui est également mesurée par les missions d'altimétrie actuelles, la mission SWOT apportera donc conjointement des mesures de largeur et de pente. Avec ces nouvelles caractéristiques viennent de nouvelles contraintes et interrogations. Ainsi, la mission SWOT pose de nombreuses questions quant à la gestion de ces données spatialisées, notamment sur la façon dont les informations seront moyennées le long des biefs.

4.2.3. Orbitologie et trajectographie

Le choix de l'orbite est primordial tant il conditionne la configuration du satellite et des données qu'il délivrera. Lorsque un corps est placé en orbite autour de la Terre, il est attiré vers cette dernière avec une force $F = GTS/d^2$ (avec T masse de la terre, S masse du corps, d distance les séparant, G constante de gravitation) et son mouvement obéit, comme les planètes autour du Soleil, aux trois lois de Kepler. La première, la loi des orbites, énonce que les orbites sont des ellipses dont le Soleil ou le corps autour duquel le satellite est en orbite est l'un des foyers. En pratique, beaucoup de satellites d'observation de la Terre ont des orbites circulaires, ou quasi circulaires, à une altitude supérieure à 200 km à cause du freinage atmosphérique. À son périégée, afin de ne pas retomber sur la Terre le satellite doit se trouver à au moins 200 km au-dessus du

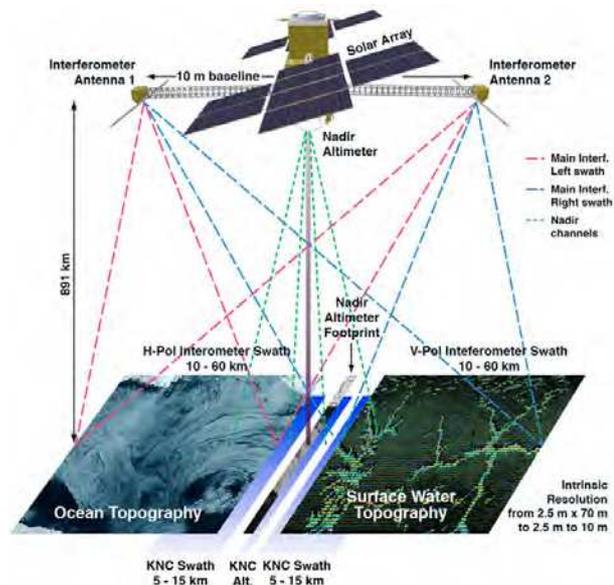


FIGURE 4.6. – Schéma de fonctionnement de la mission SWOT (Source : CNES)

4. L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales

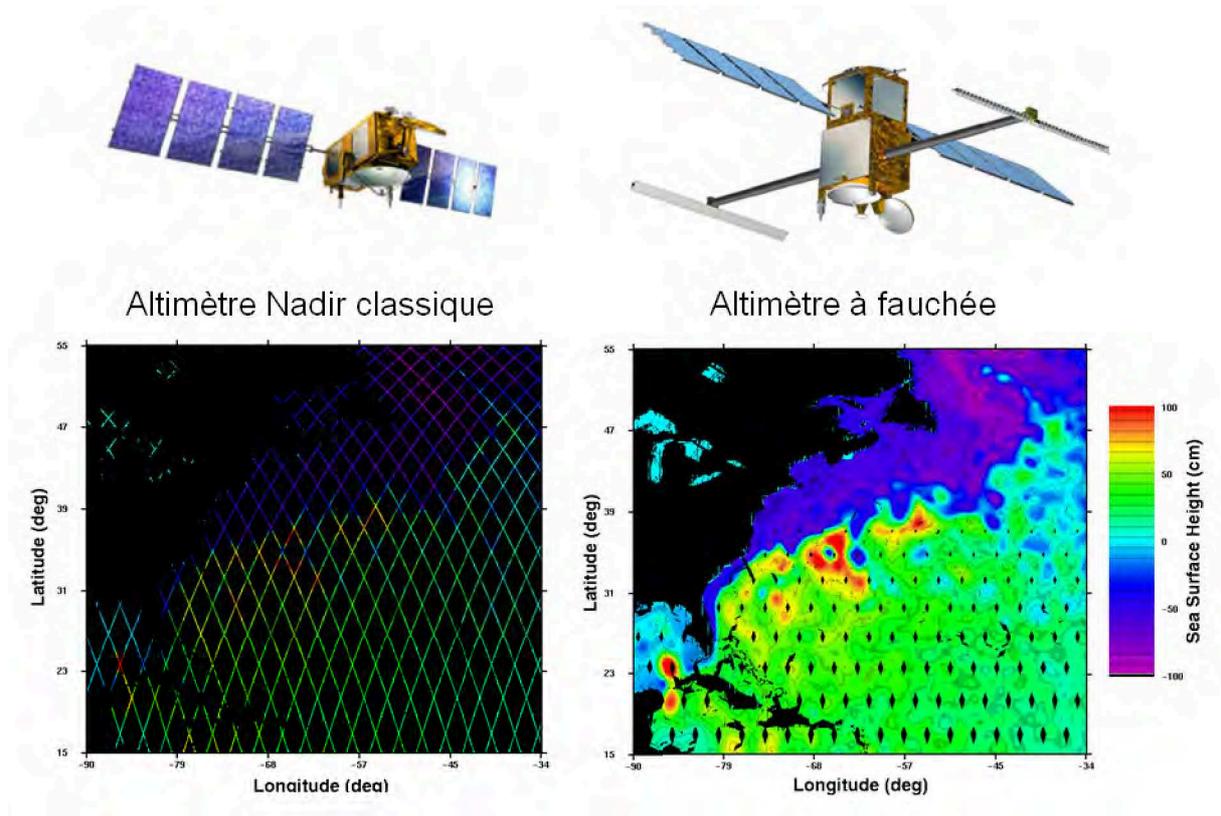


FIGURE 4.7. – Couverture spatiale de la mission SWOT (Source : CNES)

sol. La seconde, la loi des aires, stipule que sa vitesse sur l'orbite n'est pas constante. En effet, c'est l'aire balayée dans un même intervalle de temps qui est constante. La vitesse du satellite sera donc plus grande au périégée qu'à l'apogée. Enfin, la loi des périodes dit que la période P du satellite est reliée à son demi-grand axe par la relation $(T + S)P^2 = a^3$, où P [années] est la période et a [ua] est le demi-grand axe.

Les orbites des satellites peuvent être classés en plusieurs catégories, comme exposé par la suite. Ces catégories dépendent de caractéristiques telles que l'inclinaison, l'altitude ou d'autres propriétés. Chaque type d'orbite possède ses avantages et inconvénients, que nous exposons brièvement ci-dessous. Le choix de l'orbite se fait, bien sûr, en fonction de la mission du satellite. Il est possible de classer les satellites selon d'autres critères que le type d'orbite, critères que nous avons choisi de ne pas évoquer ici.

L'inclinaison i de l'orbite (qui peut être assimilée à l'angle de nutation α des angles d'Euler) est définie entre 0° et 180° . Comme son nom l'indique, une orbite polaire est une orbite dont l'angle avec le plan équatorial fait 90° . Par leurs caractéristiques, ces orbites permettent, outre l'observation à haute précision des régions les plus septentrionales, des observations à pas de temps réguliers (notamment à la même heure solaire). Dans la pratique, on assimile souvent les orbites dont l'angle est compris entre 80° et 100° à une orbite polaire, et on introduit le terme de *strictement polaire* pour l'orbite à 90° . Lorsque $i = 0$, l'orbite est dite *équatoriale*. Si $i > 90^\circ$ l'orbite est *rétrograde* et si $i < 90^\circ$ l'orbite est *directe* ou *prograde*.

La fig. 4.8 illustre le classement des satellites en fonction de leur altitude.

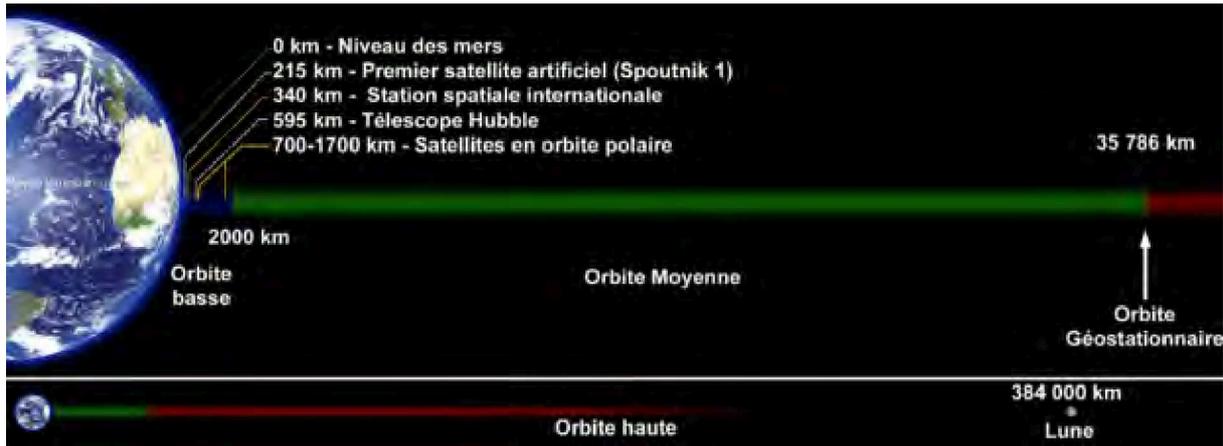


FIGURE 4.8. – Classification des orbites des satellites artificiels par altitude. En bleu les LEO, en vert les MEO, en rouge celles dont l'altitude est supérieure à la GEO (Source : Wikipedia.org)

Lorsque l'orbite est suffisamment circulaire, les satellites peuvent être classés selon leur altitude moyenne. Nous parlerons ainsi d'orbite *basse* (LEO, altitude $< 2\,000$ km), d'orbite *moyenne* (MEO, altitude $< 35\,786$ km) et d'orbite *géosynchrone* (GSO, altitude = $35\,786$ km) et d'orbite *haute* (HEO, altitude $> 35\,786$ km). La grande majorité des satellites à orbites quasi circulaires peut être placée dans une de ces trois catégories. À noter l'existence d'autres types d'orbites pour lesquelles il est difficile de déterminer une altitude moyenne, comme c'est le cas des orbites fortement elliptiques. Certains satellites artificiels se retrouvent également sur une orbite FTO, pour *Failed Transfer Orbit*, ou orbite de transfert ratée.

D'autres propriétés peuvent également servir à classer les satellites artificiels. Nous parlerons par exemple de satellites *héliosynchrones* (qui repassent quotidiennement au-dessus d'un lieu à la même heure solaire), par opposition aux satellites à *dérive de l'heure locale*, ou encore de satellites *défilants* par opposition aux satellites *géostationnaires* (vu d'un point donné sur la terre, le satellite apparaît immobile).

Sont regroupés dans ce paragraphe (tableau 4.1) certains des avantages et inconvénients de différents types d'orbite.

Type d'orbite	P. requise	Aire obs.	$Lat > 60^\circ$	$Lat \simeq 0^\circ$	Résolution	t transmission
géostationnaire	-	++	-	++	-	-
basse	++	-	/	/	++	++
quasi polaire	/	+	++	-	+	/

TABLE 4.1. – Principaux avantages et inconvénients des différents types d'orbite

Dans le tableau 4.1, nous avons signalé une caractéristique fortement pénalisante avec « - », peu pénalisante par « - », peu positive par « + » et fortement positive par « ++ ». La catégorie « / » signifie que cette caractéristique n'est pas quantifiable directement pour la catégorie, dépendant notamment des autres caractéristiques de l'orbite. La colonne « P. requise » illustre la puissance nécessaire à la mise en orbite ; « t transmission » correspond au temps d'aller-retour pour la transmission des données. Ainsi, nous pouvons conclure des paragraphes précédents et du tableau 4.1 que le choix de l'orbite se fera en fonction du type de satellite qui y sera assigné (météorologique, de communications, océanographique, etc.) et des caractéristiques souhaitées pour les données qu'il fournira (haute précision, latitudes extrêmes, échantillonnage temporel, etc.). De ce choix découlera la trace au sol, qui est la projection orthogonale sur la Terre de l'orbite du satellite, et donc les possibles applications des données récoltées.

La télémétrie laser - mesure du temps aller-retour d'une impulsion laser entre une station au sol et un satellite équipé de rétro-rélecteurs - permet de connaître avec une grande précision la position exacte du satellite sur son orbite, et contribue à l'étalonnage des altimètres embarqués. Par exemple, la station laser ultra mobile de l'OCA a effectué des missions d'étalonnage des altimètres embarqués sur Topex/Poséidon, ERS, Jason et Envisat sur un site dédié en Corse, en complément d'autres techniques (marégraphes et bouées GPS) déjà sur site. Grâce à des mesures quasi zénithales, l'erreur d'orbite radiale a été localement subcentimétrique (Exertier *et al.*, 2001). La réduction du bruit d'orbite est primordiale, car elle a un impact direct sur la barre d'erreur du biais de l'altimètre.

4.3. Physique de la mesure

La mesure altimétrique se base sur le calcul de distance à partir d'une mesure de temps. Le radar embarqué émet une onde dans la direction du nadir (direction verticale descendante), onde qui est réfléchiée par l'eau de surface (Fu et Cazenave, 2000). La distance entre la surface d'eau et l'altimètre (appelée *range*) est calculée par la formule :

$$R = v \times \frac{t}{2} \quad (4.1)$$

où v est égale à la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique, soit 300 000 km/s, et t est le temps d'aller-retour de l'onde. La connaissance précise du positionnement du satellite (H), c'est-à-dire de son altitude par rapport à l'ellipsoïde de référence, grâce à la télémétrie laser et aux systèmes de localisation DORIS (Luthcke *et al.*, 2003) ou GPS, permet le calcul du niveau des océans par soustraction de la distance altimétrique ainsi calculée :

$$h = H - R \quad (4.2)$$

Les différentes variables de calcul entrant en jeu dans la mesure altimétrique sont illustrées sur la Fig 4.9.

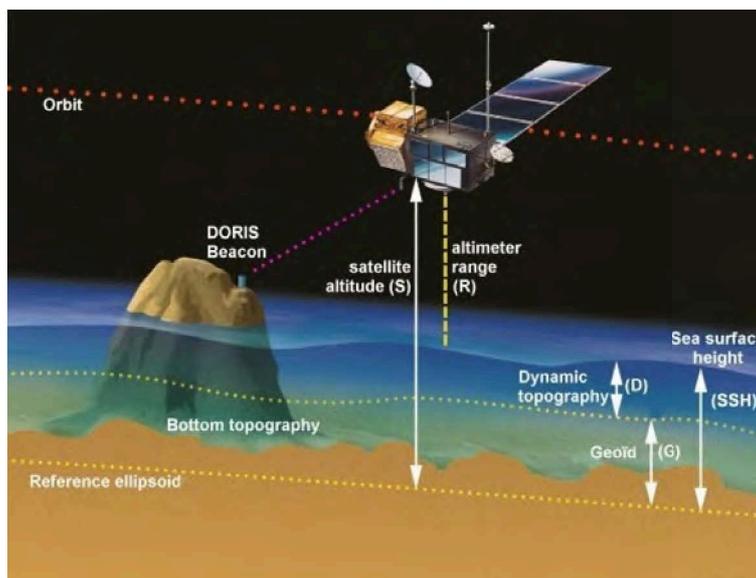


FIGURE 4.9. – Principe de la mesure altimétrique (Source : (OCA, 2011))

Nous pouvons y voir que le niveau des océans (SSH) peut être décomposé en deux : une composante statique (ou semi-statique) qui représente l'ondulation géoidale (G), et une composante

variable (ou dynamique, D), qui représente une élévation ou une diminution temporaire de la superficie, due à l'état de mer.

C'est la superficie moyenne, calculée à partir des séries temporelles de superficies instantanées, qui constitue le modèle du géoïde (fig. 4.10). Celui-ci est utilisé par les océanographes pour pouvoir analyser les courants océaniques et les marées. Il est également utile aux géophysiciens qui étudient notamment les rifts continentaux et autres éléments des fonds marins.

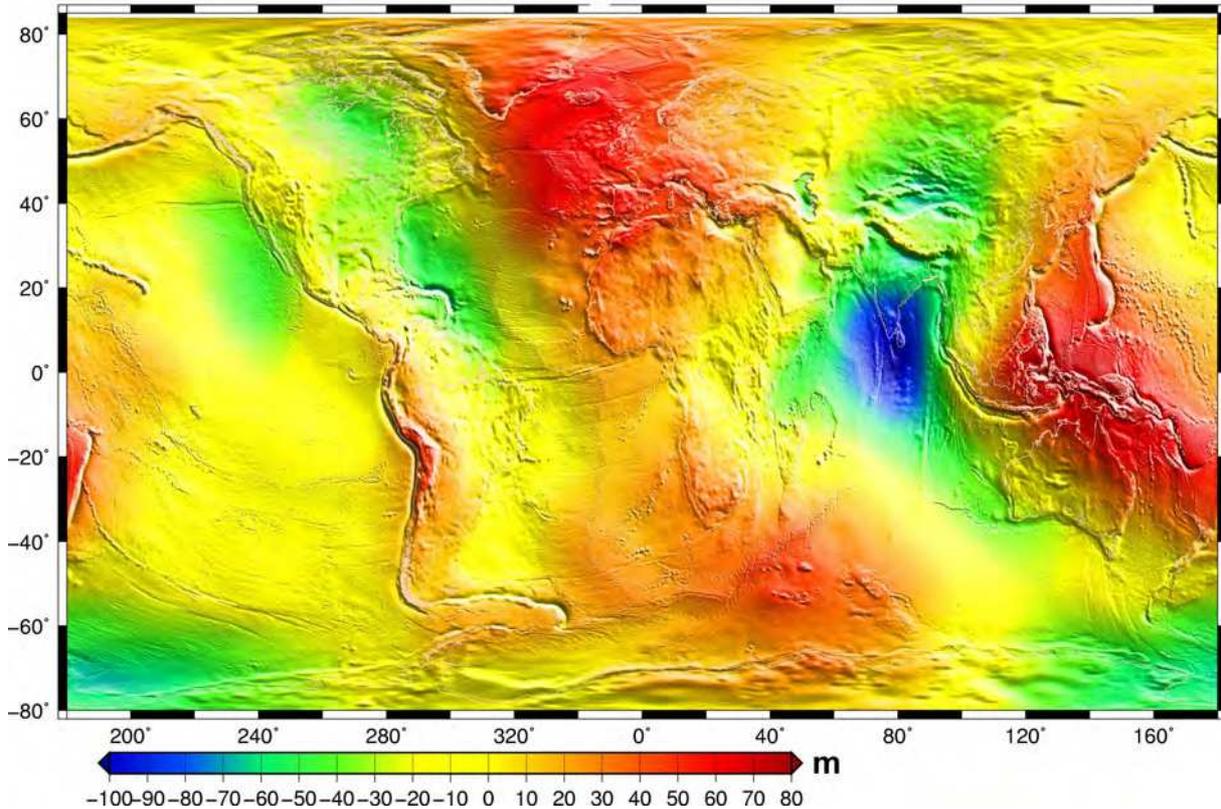


FIGURE 4.10. – Modèle de géoïde obtenu à partir de l'altimétrie (Source : Aviso)

4.4. Altimétrie et hydrologie continentale

Si les missions altimétriques ont été originellement prévues pour les besoins de l'océanographie, de nombreuses études ont prouvé, au cours des dernières années, leur potentiel pour la surveillance des systèmes continentaux, lacs et cours d'eau. Nous présenterons dans cette partie les différents champs d'application des données altimétriques en hydrologie continentale ainsi que les limites des méthodologies actuelles.

4.4.1. Débuts

Très tôt, vers la fin des années 1980 et au début des années 1990, les premières études de Rapley *et al.* (1987) (basées sur des données SeaSat) et Koblinsky *et al.* (1993) (comparant les difficultés rencontrées par GeoSat à ERS1 et à TOPEX/Poséidon) ont prouvé la faisabilité de l'utilisation des données altimétriques sur les eaux continentales, mais aussi les difficultés dans le traitement de telles données. En effet, leur utilisation sur les eaux continentales se heurte à divers problèmes tels que la variabilité des corps à l'intérieur de la surface de rétrodiffusion et la non planéité de la surface observée (Fig 4.11). Selon Koblinsky *et al.* (1993) et Birkett (1998), il est alors nécessaire de mettre au point de nouvelles techniques automatiques d'estimation du range à partir des échos, afin d'améliorer la qualité des observations. Il est également nécessaire

d'améliorer la correction des perturbations auxquelles sont soumises les mesures de l'altimétrie radar, telles que celle liée à la troposphère humide (De Oliveira Campos *et al.*, 2001).

Dès le milieu des années 2000, Calmant et Seyler (2006) notaient que les données issues des satellites altimétriques étaient utiles dans l'étude des changements en cours, dus au changement climatique et aux actions humaines, mais nécessitaient encore des améliorations car les erreurs étaient parfois supérieures à plusieurs décimètres (Calmant et Seyler, 2006; Birkinshaw *et al.*, 2010). Avec la croissance de l'utilisation des données altimétriques sur les eaux continentales est apparue la nécessité de les valider. De nombreuses campagnes de validation des mesures altimétriques ont été mises en place sur les lacs (Cretaux *et al.*, 2011, 2013) et sur les fleuves (Kosuth *et al.*, 2003; Calmant *et al.*, 2013). Lors des missions de validation, les mesures altimétriques sont comparées à des mesures GPS faites sur le terrain. Bercher (2008) a en outre développé une technique systématique de classification des données altimétriques.

4.4.2. Création des séries temporelles de hauteurs d'eau

Les corrections devant être apportées aux mesures sont nombreuses, et proviennent aussi bien de propriétés intrinsèques aux systèmes (réflexion d'une onde par exemple) que de propriétés locales (comme la traversée de l'atmosphère). Comme nous l'avons évoqué, la donnée obtenue est basée sur la mesure du temps de retour des échos, ainsi que sur leur forme. Dans le cas d'une surface parfaitement plane, nous connaissons la forme de l'écho reçu par le satellite. Comme illustré fig. 4.11a, il passe successivement par les états de point, de cercle plein puis de section de cylindre dont le diamètre croît jusqu'à un certain seuil inhérent aux instruments. La forme d'onde est alors définie par la puissance reçue par l'altimètre en fonction du temps. La FO est en réalité la somme de N échos ($N \simeq 100$). Les échos individuels étant très bruités, seule la moyenne sur un nombre suffisant d'échos permet d'avoir une distribution $Energie = f(t)$ cohérente, comme illustré sur la fig. 4.11.

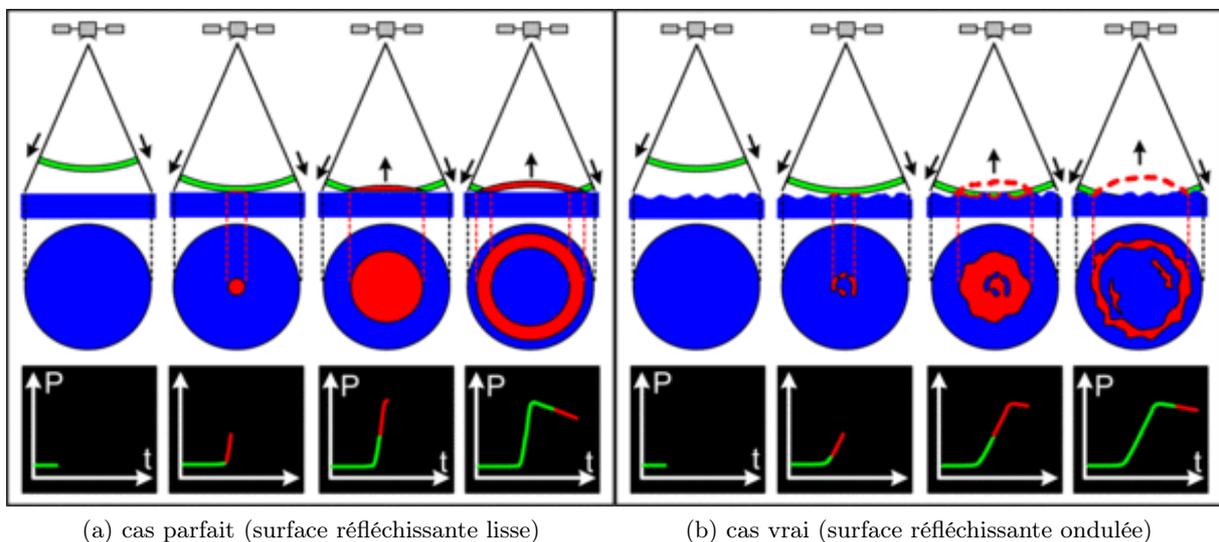


FIGURE 4.11. – Ondes réfléchies par une surface lisse et par une surface de type océan (Source : Calmant *et al.* (2008))

Dans la réalité, le satellite n'observe jamais une surface totalement plane mais au contraire une surface possédant une certaine rugosité, ce qui a pour conséquence de perturber les formes d'onde (fig. 4.11b). Ainsi, il est nécessaire d'analyser les retours d'écho non un à un mais dans leur ensemble pour obtenir un signal exploitable et intelligible. Ce traitement s'appelle le *tracking* lorsqu'il est effectué à bord et le *retracking* lorsqu'il est effectué au sol. ENVISAT fut la première

mission à proposer des ranges retrackés dans ses GDR (acronyme en anglais pour *enregistrements géophysiques des données*), ce qui fut une avancée majeure pour l'étude du bassin amazonien.

Il existe plusieurs algorithmes de retracking, et le choix de l'un ou l'autre est fait en fonction de la nature des surfaces observées. Ainsi, l'algorithme Ice-1 a été initialement développé pour l'étude des calottes polaires. Cependant, en raison de sa robustesse (Frappart *et al.*, 2006), il est aujourd'hui largement utilisé pour l'étude des surfaces continentales (Santos Da Silva, 2010). L'algorithme SEA ICE a, quant à lui, été développé pour l'étude du gel océanique. Ces deux algorithmes font partie des algorithmes utilisant une méthode de limite, c'est-à-dire que le point nominal est déterminé en fonction d'une limite de l'amplitude préétablie. D'autres types d'algorithmes existent, comme l'algorithme Ice-2 ou la méthode de reconnaissance de la forme d'onde, qui sont des méthodes analytiques.

Le fait qu'il n'y ait aucun algorithme dédié aux applications continentales, et que les formes d'onde présentées sur ces hydrosystèmes soient différentes de celles du milieu océanique (Calmant et Seyler, 2006) introduit des incertitudes dans les données finales. D'autre part, le système embarqué du satellite possède un suivi de la surface qui peut causer la perte de données. Afin de capter au mieux l'écho, la fenêtre de réception est adaptée par un calculateur en fonction de l'écho précédemment reçu. Si cette technique présente l'avantage d'optimiser l'énergie reçue dans le cas d'une surface à faible rugosité, elle peut aussi être la source de décrochages du satellite lorsque le gradient topographique est trop élevé (Calmant *et al.*, 2008), entraînant la perte de données sur plusieurs kilomètres (Fu et Cazenave, 2000). Pour y remédier, ENVISAT a vu la largeur de sa fenêtre de réception élargie, alors qu'AltiKa utilise un algorithme de pré-traitement basé sur les mesures altimétriques obtenues par les précédentes missions.

Certaines corrections doivent également être appliquées afin d'obtenir les niveaux d'eau. En effet, les conditions du cas étudié peuvent influencer sur les résultats obtenus. Ces corrections peuvent être instrumentales, environnementales ou géophysiques. Le tableau 4.2 regroupe les différentes corrections à appliquer, et comment elles sont déterminées.

Catégorie	Correction	Cause	Mode de résolution	Ordre de grandeur
Environnementale	Ionosphérique	Présence d'électrons dans l'atmosphère	Étude des différences entre les mesures de l'altimètre dans les 2 bandes - Comparaisons basées sur mesures DORIS	Quelques cm
	Troposphère sèche	Densité de l'atmosphère	Correction basée sur les modèles atmosphériques	Environ 2 m
	Troposphère humide	Eau présente dans l'atmosphère sous forme liquide	Mesures de radiomètres et modèles météorologiques	0 à 40 cm
Instrumentale	Correction de l'orbite	Freinage atmosphérique, attraction de la Lune, ...	Gravimétrie déterminant le champ d'attraction de la Terre, validation de mesures DORIS et GPS	Quelques cm
Géophysique	Marée solide	Déformation de la Terre par attraction de la Lune et du Soleil	Modélisation	0 à 20 cm
	Marée polaire	Forces centrifuges variant avec l'axe de rotation de la Terre	Modélisation	Environ 2 cm

TABLE 4.2. – Corrections nécessaires à la détermination d'une hauteur d'eau altimétrique en milieu continental

Les corrections de propagation (environnementales et instrumentales) viennent du fait que le « v » dans l'équation $R = v \frac{\Delta t}{2}$ est différent de la vitesse de la lumière c . Les corrections géophysiques ont quant à elles pour objectif de passer d'une mesure instantanée à une mesure moyenne. Au travers de ces corrections, les communautés tentent de réduire au maximum les incertitudes sur les données fournies aux utilisateurs. Aujourd'hui, l'ordre de grandeur de l'incertitude sur les séries temporelles ENVISAT est de 0,35 m (Santos Da Silva, 2010), valeur sur laquelle nous reviendrons par la suite. Pour la mission SWOT, il est requis une précision de l'ordre de 5 cm.

À chaque croisement entre un cours d'eau et une trace du satellite peut être définie une station virtuelle (SV). Cela offre potentiellement une multitude de points auxquels une SV peut être définie (voir fig. 4.14 et 4.15). Cependant, les équipes en charge de développer ces stations virtuelles sont confrontées aux limitations inhérentes aux satellites (la résolution empêche l'observation des cours d'eau de largeur inférieure à quelques dizaines de mètres, surtout en Amazonie où la végétation sur les berges est haute et très dense) ainsi qu'aux impératifs en ressources humaines. Aux balbutiements des techniques, Roux *et al.* (2010) ont évalué trois méthodes différentes pour extraire des séries temporelles de hauteurs d'eau à partir des données brutes, les techniques différant entre elles par le mode de sélection de l'empreinte au sol de la station limnimétrique virtuelle. Les conclusions de cette étude montrent que, malgré les différences de sélection illus-

trées par la fig. 4.12, d'un point de vue global les différentes méthodes donnaient des résultats similaires. Cependant, de grandes différences pouvaient apparaître ponctuellement.

En ce qui concerne le bassin amazonien, une base de données de plus de 1 000 stations virtuelles a été développée par Santos Da Silva (2010) et Santos Da Silva *et al.* (2010), portant aussi bien sur les principaux fleuves que sur les plus petits affluents. Les fig. 4.14 et 4.15 montrent les traces au sol des missions ENVISAT et Jason-2, missions que nous avons utilisées dans notre étude. La méthodologie appliquée afin de déterminer les séries temporelles de hauteurs d'eau est celle présentée par Santos Da Silva (2010). Cette méthodologie s'est révélée efficace pour le suivi des eaux continentales et des grandes zones d'inondation fréquentes dans le bassin amazonien. Pour les plus petits affluents (environ 30 % des cas pour le bassin amazonien, selon Frappart *et al.* (2006) et Santos Da Silva *et al.* (2010)), le *tracker* à bord peut se trouver verrouillé sur un maximum d'énergie de l'écho sur un segment d'orbite largement supérieur à la largeur de la rivière. Cet effet de *off-nadir*, particulièrement fréquent pour les plus petits cours d'eau qui sont vus par le radar comme des points brillants (Berry *et al.*, 2007; Santos Da Silva *et al.*, 2010), produit une parabole de hauteurs le long de la trace du satellite, comme illustré fig. 4.13. Le cadran *A* de la fig. 4.13 est la localisation du croisement, avec en points blancs les mesures ENVISAT *Ice-1*, en points noirs les mesures ERS-2 *Ice-1* et en points rouges les lieux identifiés comme étant les mesures nadir du cours d'eau. Les cadrans *B* et *C* montrent les profils altimétriques pour ENVISAT et ERS-2 respectivement. La fig. 4.13 illustre le fait que la détection *off-nadir* du cours d'eau se fait sur une distance d'environ 3 km (1,5 km avant et 1,5 km après) de la rivière elle-même (identifiée par la bande grise sur les cadrans *B* et *C*). La conséquence de cet effet *off-nadir* est que l'ajustement de ces paraboles plutôt que la considération d'un unique point permet d'obtenir une meilleure estimation du niveau d'eau.

Rappelons que les traces au sol des missions ERS-2 et SARAL/AltiKa sont identiques à celles de la mission ENVISAT et que celles de T/P sont identiques à celles de Jason-2. Nous voyons fig. 4.14 et 4.15 que la quantité de points de croisement des traces avec un cours d'eau est impressionnante. La base de données développée par Santos Da Silva *et al.* (2010) et (2012) est en constante augmentation dans le cadre des accords de coopération entre les institutions françaises et brésiliennes, et les séries temporelles de hauteurs d'eau ont été obtenues en utilisant la méthodologie décrite par Santos Da Silva (2010). Les fig. 4.14 et 4.15 illustrent également l'un des paradoxes actuels de l'altimétrie : un compromis doit être fait entre la distance entre traces (de 80 km maximum pour ENVISAT à l'équateur, et de 160 km à l'équateur et 316 km au maximum pour Jason-2) et la répétitivité des observations (cycle de 35 jours pour ENVISAT et 10 jours pour Jason-2). Comme l'illustre la fig. 4.7, la mission SWOT devrait partiellement résoudre ce problème.

4.4.3. Applications pour les eaux continentales

Si le focus initial de l'altimétrie était l'océanographie, il n'a pas fallu longtemps aux chercheurs pour s'apercevoir que ces missions pouvaient fournir des données précieuses sur les eaux continentales. Les hauteurs d'eau altimétriques sont aujourd'hui de plus en plus utilisées pour résoudre les problèmes d'hydrologie. De telles données sont particulièrement utiles pour les grands bassins hydrologiques ainsi que pour les bassins peu suivis (Santos Da Silva *et al.*, 2014).

Dans l'une des premières études portant sur les premières années de données de Topex/Poséidon, Birkett (1998) a prouvé que la précision des observations sur des rivières de plus d'un kilomètre de large ou de grandes surfaces inondées pouvait atteindre les 11 cm rms. À partir de ces conclusions est née l'idée que le débit pouvait être estimé en se basant sur les observations altimétriques. C'est ainsi que Jasinski *et al.* (2001), Kouraev *et al.* (2004), Zakharova *et al.* (2006), et Michailovsky *et al.* (2012) sont parvenus à estimer les débits de différentes rivières à partir de données altimétriques. Cependant, de telles estimations nécessitaient toujours d'apporter une information supplémentaire sur la rugosité de Manning et la géométrie du cours d'eau étudié.

Domeneghetti *et al.* (2014) ont utilisé 16 ans de données altimétriques issues d'ERS-2 et

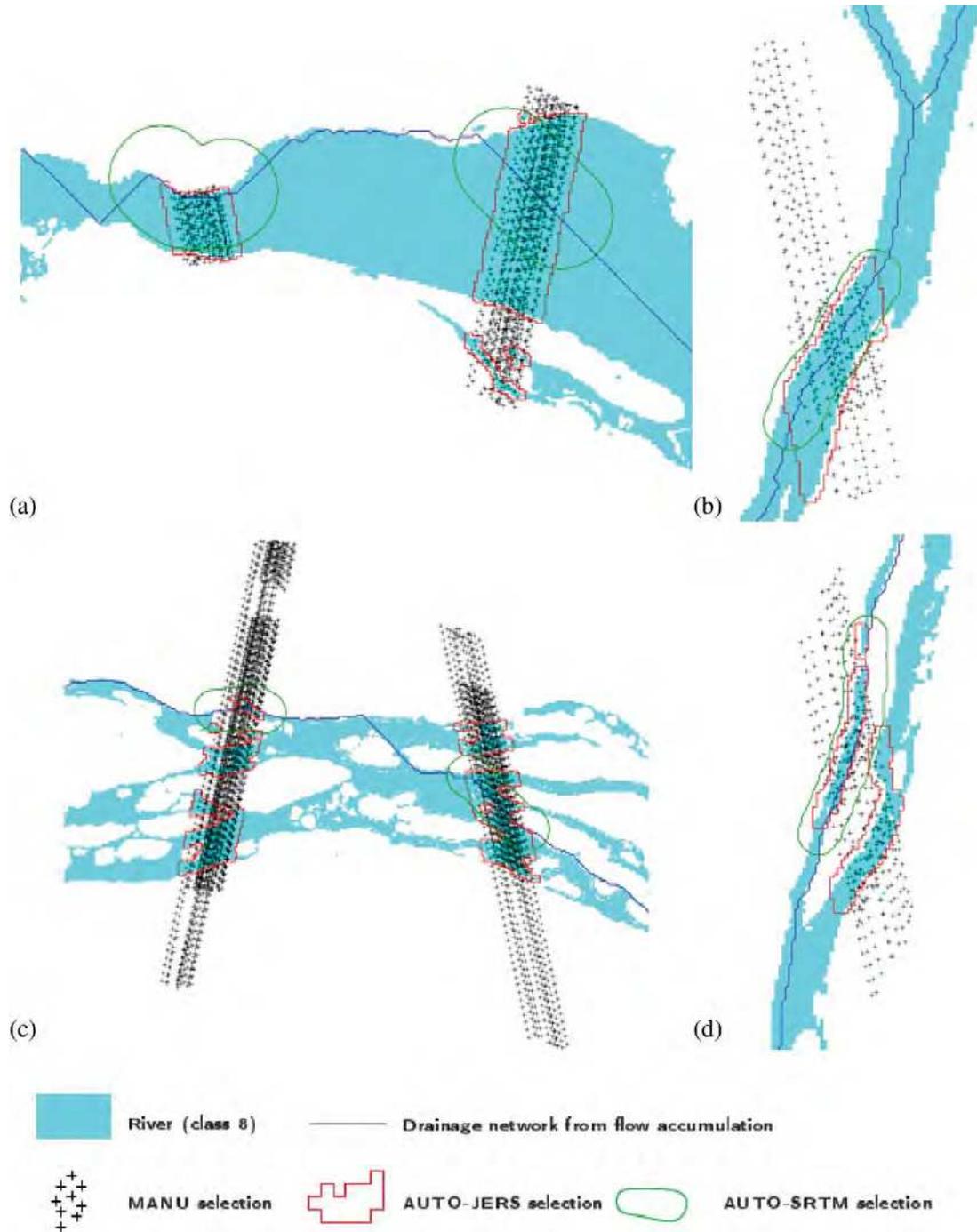


FIGURE 4.12. – Différentes formes de sélection pour la création de séries temporelles de hauteurs d'eau (Source : Roux *et al.* (2010))

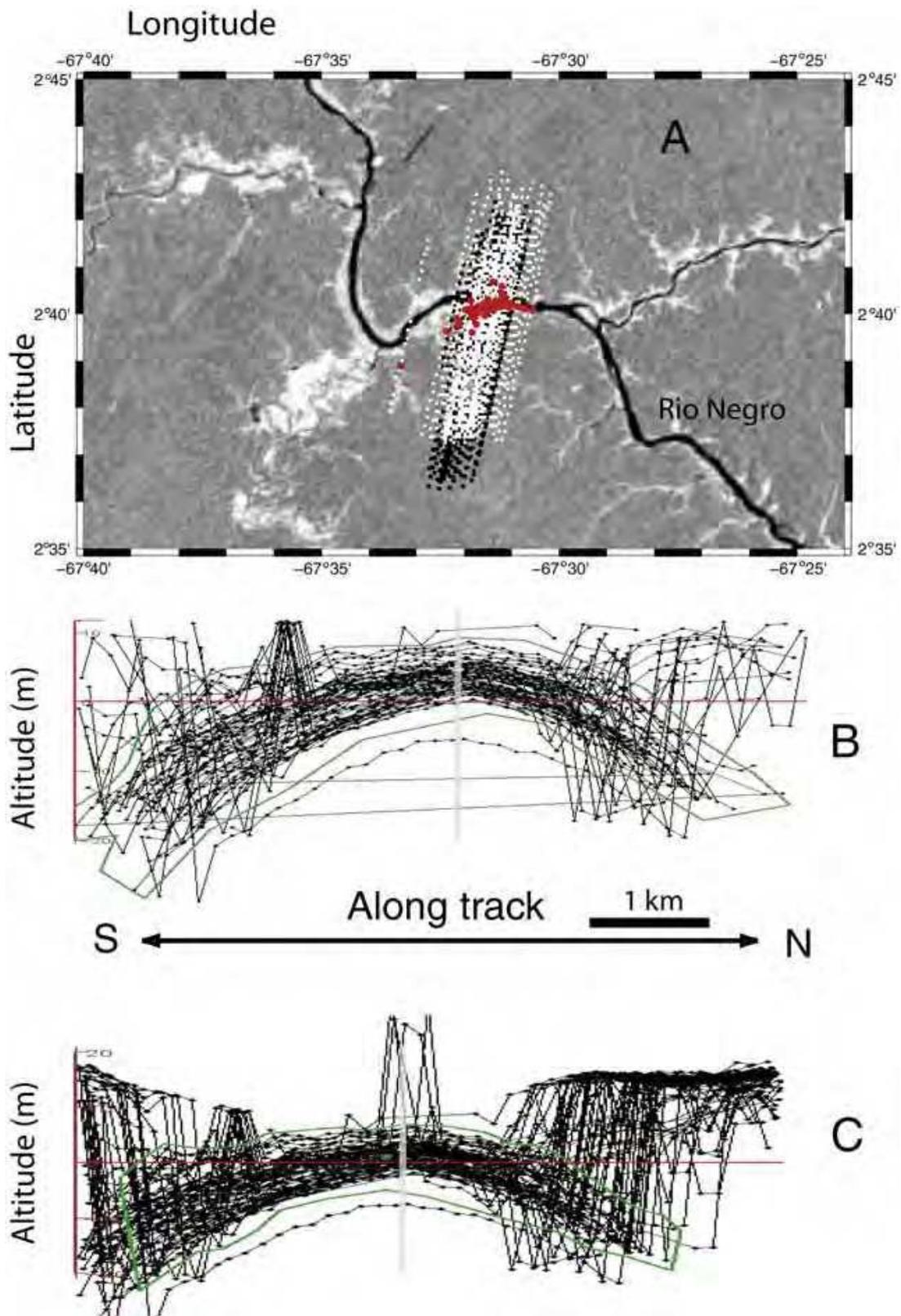


FIGURE 4.13. – Paraboles des hauteurs ENVISAT à un croisement avec le haut rio Negro (Source : Santos Da Silva *et al.* (2010))

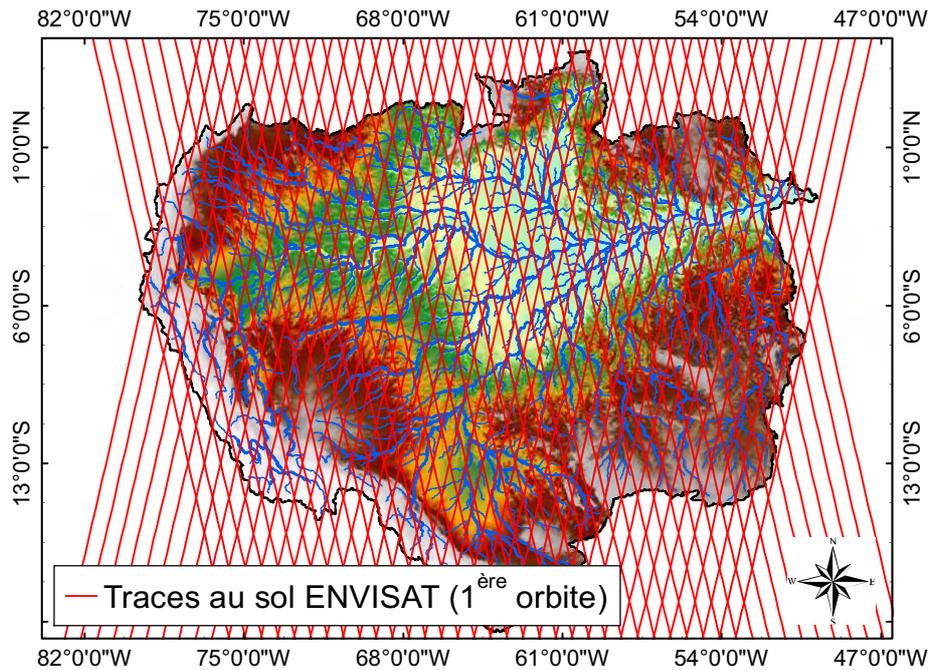


FIGURE 4.14. – Traces au sol ENVISAT superposées au modèle numérique de terrain de l'Amazonie (données SRTM) et aux cours d'eau obtenus par algorithme automatique

d'ENVISAT pour tenter de calibrer un modèle quasi 2D sur un bief du fleuve Po, en Italie. Leur étude a prouvé que ces données, couplées aux données *in situ*, permettaient d'améliorer la représentation des conditions d'écoulement. Sun *et al.* (2012) et Belaud *et al.* (2010) arrivèrent aux mêmes conclusions à partir de cas d'étude portant sur le Mississippi et le Niger, et de données altimétriques Topex/Poséidon (Sun *et al.*, 2012) et Topex/Poséidon et ENVISAT (Belaud *et al.*, 2010). Au travers d'un RCM (acronyme pour Rating Curve Model) Tarpanelli *et al.* (2013) ont prouvé qu'il était possible d'estimer les conditions hydrologiques d'une section donnée à partir des hauteurs d'eau par altimétrie en cette section et des débits amont.

Les informations de hauteur d'eau peuvent également être utilisées dans des schémas d'assimilation de données afin d'améliorer la sortie de modèles ou faire des prévisions. Ainsi, Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a) ont montré que l'assimilation des hauteurs d'eau altimétriques afin de modifier les variables d'état d'un modèle hydrologique pouvait apporter de réelles améliorations dans les résultats de sortie du modèle. Les hauteurs d'eau altimétriques ont également été utilisées par Birkinshaw *et al.* (2010) et Papa *et al.* (2015) afin d'améliorer les prévisions de débits en aval d'une station *in situ*. Leurs résultats ont montré l'apport potentiel des données altimétriques pour la prévision de débits dans un bassin partiellement jaugé.

Au travers de la détermination de courbes de tarage, basées sur des débits simulés et des séries de hauteurs d'eau altimétriques, Leon *et al.* (2006), Getirana *et al.* (2009) et Getirana et Peters-Lidard (2013) sont parvenus respectivement à déduire des débits sur le bassin du Negro et sur le bassin amazonien entier, montrant également que des informations de bathymétrie pouvaient être déduites de telles courbes de tarage. Cependant, ces études ont également montré une forte dépendance à la qualité du modèle et d'importantes limitations quant à la cohérence physique des paramètres de telles courbes de tarage. Néanmoins, elles ont démontré le potentiel que représentait l'utilisation de courbes de tarage pour la calcul de débits sur un bassin versant et la bonne qualité des séries temporelles de hauteur d'eau extraites des missions ENVISAT par la méthodologie présentée par Santos Da Silva *et al.* (2010).

Les hauteurs altimétriques se sont également montrées utiles pour surveiller le niveau ou le volume des lacs et des mers. Ainsi, l'utilisation de ces données couplée aux connaissances des

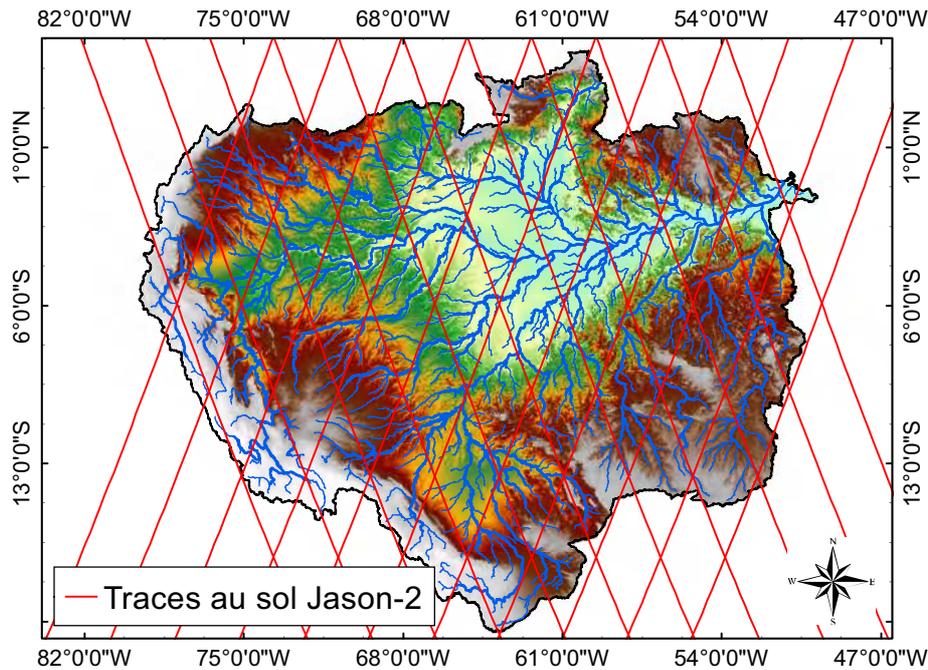


FIGURE 4.15. – Traces au sol Jason-2 superposées au modèle numérique de terrain de l'Amazonie (données SRTM) et aux cours d'eau obtenus par algorithme automatique

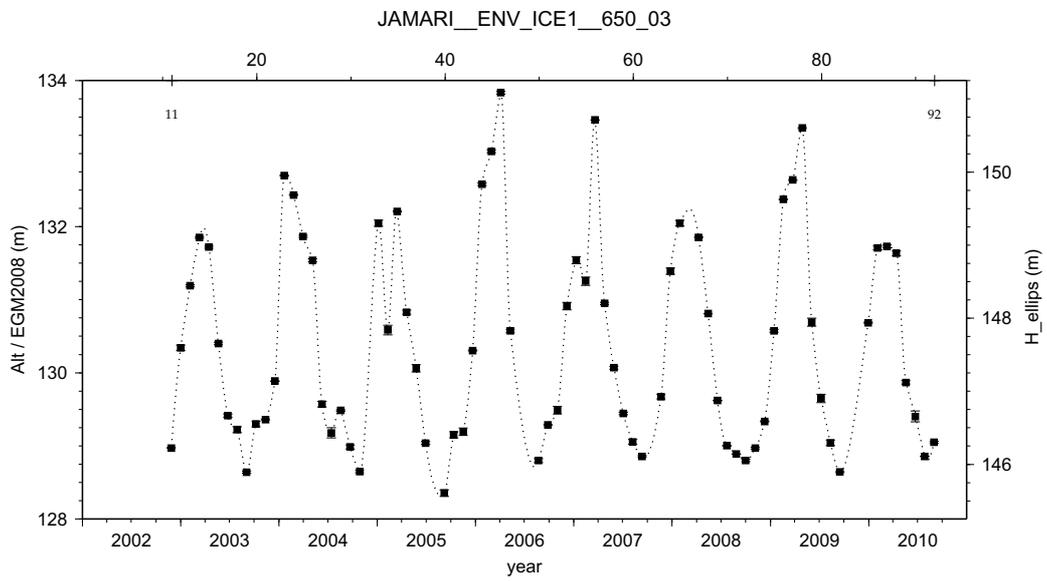
autres variables du cycle hydrologique sur la mer d'Aral a permis de mettre en évidence un apport d'eau souterrain jusqu'alors inconnu (Cretaux *et al.*, 2005). Les variations inter-annuelles du niveau d'eau de grands lacs africains constatées par Topex/Poséidon ont été connectées avec succès à l'ENSO de 1998 (Mercier *et al.*, 2002), montrant une nouvelle fois le potentiel de telles observations pour le suivi des eaux continentales, cours d'eau ou lacs.

Plusieurs groupes produisent aujourd'hui des séries temporelles de hauteurs d'eau pouvant être exploitées pour les besoins de l'hydrologie continentale. Ces groupes sont le LEGOS (Toulouse), l'ORE-HybAm (projet français appuyé par l'IRD et les institutions en charge du suivi des cours d'eau au Brésil), l'UEA (Universidade do Estado do Amazonas) également avec l'appui de l'IRD, l'OSU (Ohio State University) aux États Unis, les Allemands du DGFI (German Geodetic Research Institute) et les Anglais de l'université De Monfort appuyés par l'ESA. Du fait qu'ils soient dédiés à l'étude du bassin amazonien, l'ORE-HybAm et l'UEA/IRD sont les groupes qui ont produit le plus de séries, avec environ 150 pour l'ORE-HybAm et plus de 1 000 pour l'UEA/IRD (à partir des données ENVISAT, SARAL et Jason-2 et en utilisant les ranges *Ice-1* pour ENVISAT et SARAL et *Ice-3* pour Jason-2). Le DAHITI (Database for Hydrological Time Series of Inland Waters), site piloté par le DGFI, est quant à lui le seul à fournir des séries de hauteurs d'eau provenant de la mission Jason-1. Malgré des résultats prometteurs (Zhang *et al.*, 2010) et une procédure automatique avantageuse, le groupe de l'OSU n'a, à ce jour, pas distribué publiquement de base de données. Notons que l'UEA/IRD tire parti de la correction de l'effet *off-nadir* présentée par Santos Da Silva *et al.* (2010) pour fournir dans sa base de données des séries de hauteurs d'eau pour un grand nombre de petits affluents exclus des autres sites. La fig. 4.16 reproduit une série temporelle de hauteurs d'eau de la base de données UEA/IRD pour un petit affluent du Madeira, le Jamari, qui mesure environ 50 m de largeur. Le cadran supérieur de la fig. 4.16 montre la localisation de la SV ainsi que l'ensemble des mesures instantanées représentant la hauteur du plan d'eau après sélection manuelle dans le logiciel VALS (<http://www.ore-hybam.org/index.php/eng/Software>). De plus amples informations sur la sélection des mesures dans VALS pour arriver à une série temporelle telle que celle illustrée dans le cadran inférieur de la fig. 4.16 sont disponibles dans Santos Da Silva *et al.* (2010).

4. L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales



(a) Localisation de la SV Jamari_650_03



(b) Série temporelle de hauteurs d'eau de la SV Jamari_650_03

FIGURE 4.16. – Localisation et série temporelle de hauteurs d'eau de la SV Jamari_650_03 de la base de données UEA/IRD

Il n'est pas aisé de quantifier la précision de ces différents produits. En effet, la comparaison se fait généralement avec des données *in situ*, données qui contiennent elles aussi leurs incertitudes (Santos Da Silva *et al.*, 2014). De plus, il n'est pas rare que de nombreux kilomètres séparent la station *in situ* de la station virtuelle. Or, une variation de la largeur des sections entraînera nécessairement une modification des séries temporelles de hauteurs, limitant la possibilité de comparaison. À ce jour, aucune évaluation de la précision des produits du DGFI et de l'université De Monfort n'a été publiée. Seule la base de données UEA/IRD est accompagnée d'une double validation. Au travers de la comparaison avec des lectures de règles (validation externe) et de la comparaison aux points de croisement (validation interne), Santos Da Silva *et al.* (2010) ont obtenu un écart type moyen de 0,35 m pour les séries temporelles de hauteurs d'eau produites avec le retracker *Ice-1* à partir des données ENVISAT.

4.4.4. Autres données spatiales pour l'hydrologie continentale

D'autres types d'informations peuvent également être utilisés pour le suivi des eaux continentales par satellite. Bjerklie *et al.* (2003) ont montré, au travers du calcul d'un grand nombre de relations mathématiques entre le débit et les variables observables depuis l'espace, que, selon les modèles, l'observation d'une ou deux variables était suffisante pour pouvoir déterminer les débits. Les radars imageurs SAR (Synthetic Aperture Radar) permettent par exemple de mesurer les aires inondées sans subir les effets perturbateurs de la végétation, mais ces techniques restent peu utilisées Bjerklie *et al.* (2003) en raison notamment de leur coût élevé. L'interférométrie radar a permis à Bjerklie *et al.* (2005) d'obtenir un champ de vitesses de surface d'un bief permettant à son tour d'en calculer le débit. Une telle étude reste cependant difficilement réalisable à grande échelle. Alsdorf *et al.* (2001) sont parvenus à relier les changements de hauteur obtenus à partir des GDR T/P et de volume au travers d'images d'interférométrie radar sur le lac Balbina, au Brésil.

À partir d'images Landsat, Gleason et Smith (2014) ont conclu qu'il était possible de déterminer une relation stable le long d'un cours d'eau et que, par la suite, la seule observation de la largeur du fleuve permettait le calcul de son débit avec une différence de l'ordre de 20 à 30 % par rapport aux débits *in situ*.

Les données satellitaires se sont également avérées efficaces pour surveiller le comportement et l'évolution hydrologiques des lacs à travers le monde (Arsen *et al.*, 2013; Becker *et al.*, 2010) ainsi que les variations de volume des surfaces inondées (Frappart *et al.*, 2010, 2008).

4.5. Utilisation des stations virtuelles dans notre étude

La base de données que nous avons utilisée, créée par Santos Da Silva (2010) et Santos Da Silva *et al.* (2010), contient plus de 1 000 stations virtuelles sur l'ensemble du bassin amazonien et est en constante évolution. Les stations virtuelles fournissent des séries temporelles de hauteurs d'eau provenant des observations des missions Topex/Poséidon, ERS2, ENVISAT, Jason-2 et Saral/AltiKa, décrites auparavant. Comme mentionné, la grande distribution spatiale des SV sur le bassin offre la possibilité d'obtenir des séries temporelles de hauteurs d'eau à la fois sur les principaux cours d'eau mais aussi sur les affluents secondaires. La localisation des SV utilisées dans notre étude est illustrée par la fig. 4.17.

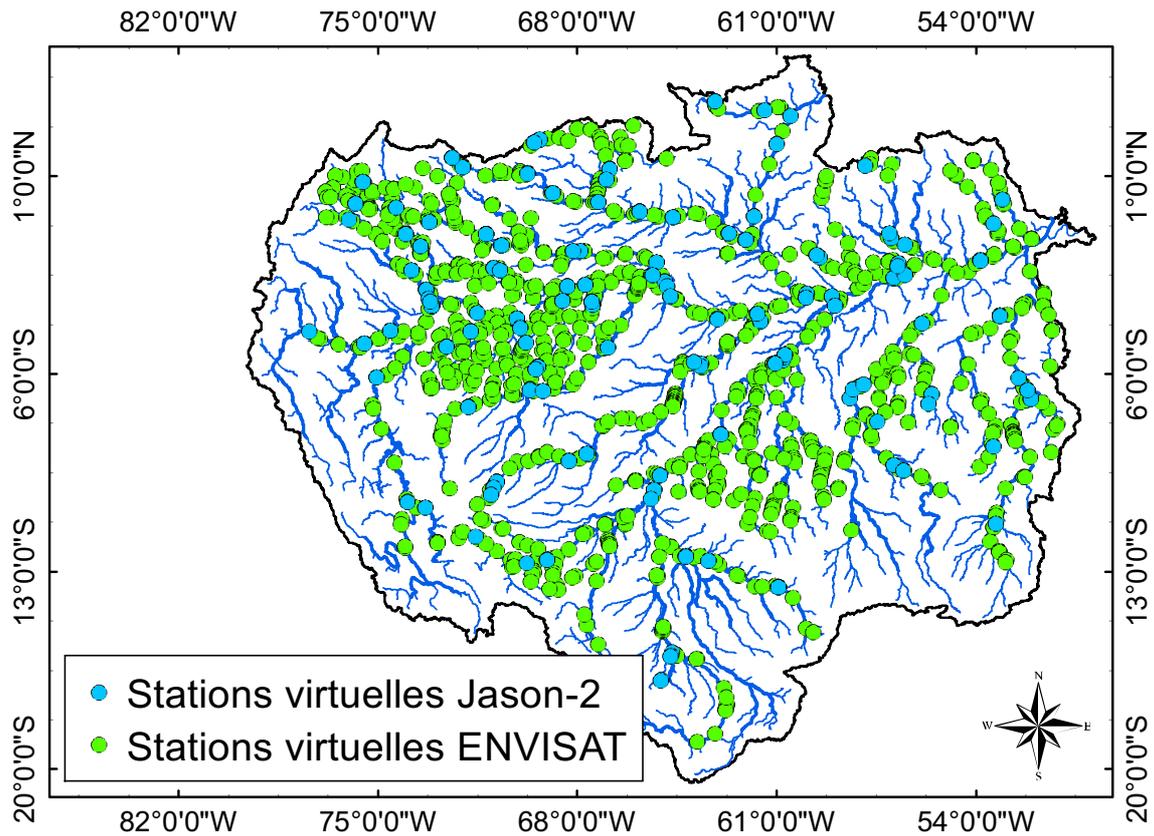


FIGURE 4.17. – Stations virtuelles ENVISAT et Jason-2 utilisées dans notre étude

Nous avons choisi pour cette étude 920 stations virtuelles des missions ENVISAT et Jason-2, localisées tant dans la plaine centrale que sur les boucliers guyanais et central, ainsi qu'à l'ouest dans la partie du piémont andin (voir fig. 4.17). Les séries altimétriques s'étendent de 2002 à 2010 pour ENVISAT et de 2008 à 2012 pour Jason-2. Nous n'avons pas considéré les stations virtuelles Topex/Poséidon et ERS-2 pour deux raisons : la faible densité de SV disponibles dans la banque de données pour ces deux missions et le fait que, selon Frappart *et al.* (2006), la bonne qualité des séries temporelles sur les surfaces continentales est due principalement au *retracking* des échos radar *ICE-1*. Les missions T/P et ERS-2 ayant présenté des précisions inférieures à celles d'ENVISAT et Jason-2, nous avons choisi de ne pas les considérer pour construire nos courbes de tarage. Les séries de hauteurs d'eau estimées par ENVISAT et Jason-2 sont généralement référencées par rapport à l'EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2012), et sont corrigées, pour le biais systématique, des valeurs données par Calmant *et al.* (2013) pour ENVISAT et Seyler *et al.* (2013) pour Jason-2.

Comme on peut le voir sur la fig. 4.17, les stations virtuelles traitées représentent un échantillon adéquat de la grande diversité du bassin amazonien. On peut, pour confirmer cette affirmation, s'intéresser à la répartition en pourcentage des stations virtuelles en fonction de l'altitude, des coordonnées et du débit moyen, comme illustré dans les tableaux 4.3 et 4.4.

Nous pouvons voir dans le tableau 4.3 que les stations virtuelles sont bien réparties géographiquement, les centiles des longitudes étant symétriques par rapport à la moyenne, et la moyenne étant proche de la médiane. Il en est de même pour les latitudes des stations virtuelles. Nous noterons que plus de 10 % des stations virtuelles sont localisées dans l'hémisphère nord. La première colonne du tableau 4.3 contient les valeurs de l'élévation moyenne de la surface d'eau observée par altimétrie satellitaire au cours de la période considérée par rapport au géoïde EGM2008. L'élévation moyenne est de 118 m, alors que les 25^e et 75^e centiles sont respectivement de 57 m et 161 m. Considérées ensemble, ces informations semblent prouver la grande diversité des

4. L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales

	Élévation moyenne (m)	Longitudes (°)	Latitudes (°)	Hémisphère (%)	
25e centile	57	-70,63	-8,76	Nord	12,2
Médiane	101	-65,91	-5,21		
Moyenne	118	-65,09	-5,45	Sud	87,8
75e centile	161	-60,42	-2,20		

TABLE 4.3. – Échantillonnage du bassin amazonien par les stations virtuelles

stations de la base de données que nous avons utilisée dans notre étude, du moins pour ce qui est de la répartition géographique.

Comme nous le constatons dans le tableau 4.4 ainsi que sur la fig. 4.18, l'échantillonnage des SV semble suffisant, dans le sens que l'on retrouve tout type de rivière parmi elles. En effet, même si la moyenne du débit du MGB-IPH est relativement élevée ($12\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) à ces SV, la moitié des stations virtuelles présente un débit annuel moyen inférieur à $1\,900\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et environ 30 % d'entre elles un débit inférieur à $500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Cela est important pour garantir que notre étude n'est pas un cas particulier mais peut, au contraire, s'adapter à tout type de fleuve dans le monde.

	Moyenne	Centile								
		10 %	20 %	30 %	40 %	50 %	60 %	70 %	80 %	90 %
Qmoy	12 900	150	320	563	1 015	1 900	3 215	5 700	12 000	29 700

TABLE 4.4. – Grandeurs caractéristiques des débits moyens aux stations virtuelles. Les débits sont ceux estimés par le MGB-IPH sur la période d'étude

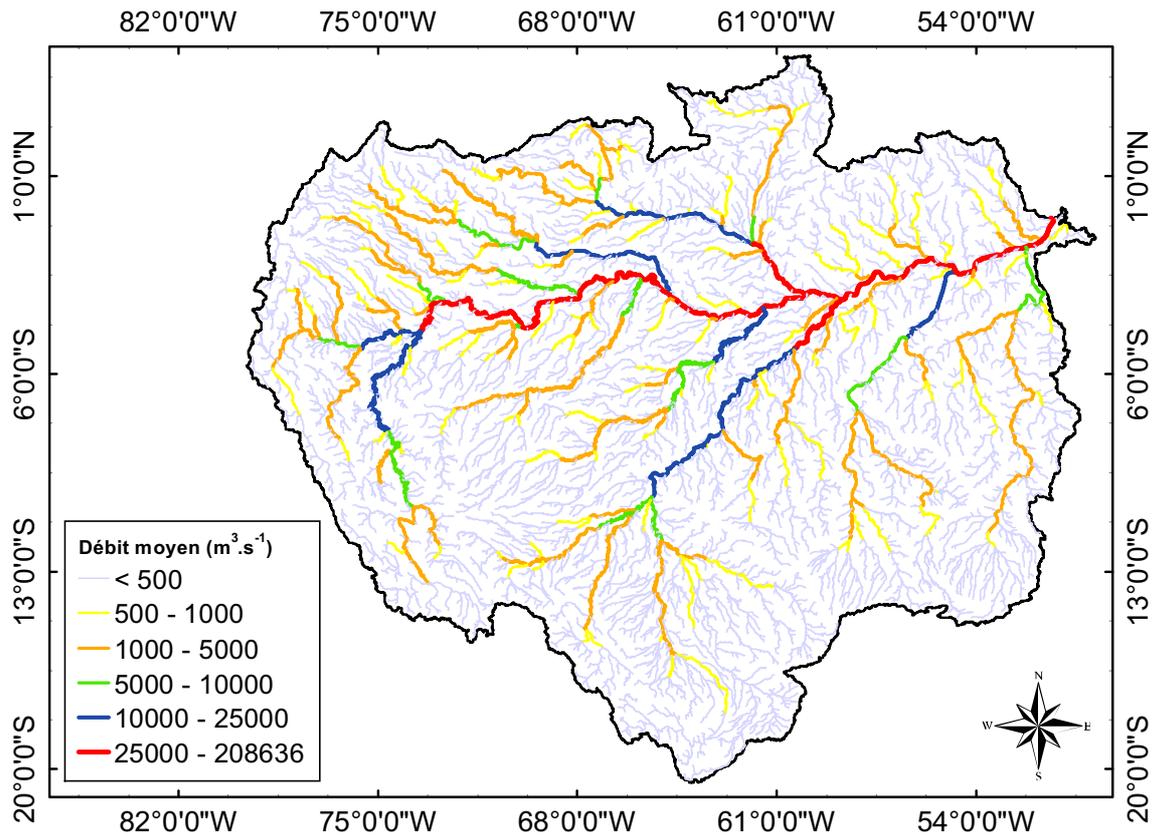
Au vu du tableau 4.4, et en recoupant ces constatations avec le tableau 4.3, nous pouvons affirmer que la gamme de rivières échantillonnées est adéquate. Tout au long de cette étude nous avons donc utilisé les séries temporelles de hauteurs d'eau aux stations virtuelles auxquelles nous ferons référence par la suite comme « H_{obs} ».

4.6. Conclusions

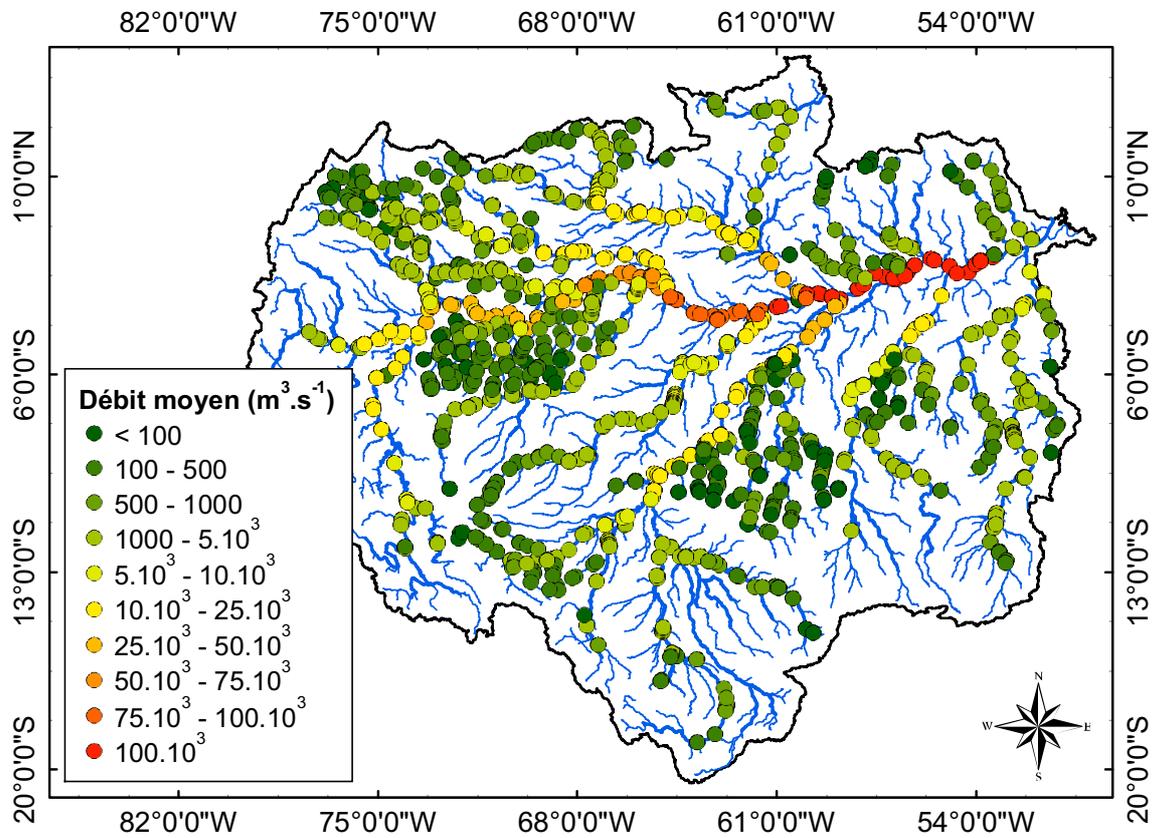
Les missions spatiales se montrent de plus en plus efficaces pour le suivi des eaux continentales. Nous avons pu voir qu'il existe une grande diversité de capteurs et de types d'informations obtenues depuis l'espace. Les principales informations utiles pour l'étude des eaux continentales sont les séries temporelles de hauteurs d'eau. Celles-ci sont d'ores et déjà obtenues avec une précision de l'ordre de quelques dizaines de centimètres, et avec une grande distribution spatiale, distribution qui serait inenvisageable pour un réseau de suivi *in situ*. De récentes études ont prouvé que la relation intuitive entre débit des fleuves et hauteur d'eau observée par altimétrie se retrouvait lorsque l'on combinait les séries temporelles ENVISAT à des débits de modèles, et ce malgré certaines limitations dues notamment aux méthodologies employées.

Nous avons montré que les SV sélectionnées dans notre étude représentaient un échantillon adéquat du type de rivières qui peut se rencontrer, tant du point de vue hydrologique que du point de vue géographique. Ceci nous permet de dire qu'en fonction des résultats obtenus nous pourrions tirer des conséquences quant à la répétabilité de la méthodologie sur d'autres gammes de fleuves et d'autres caractéristiques hydrologiques, notamment des cas de bassins versants d'autres continents. Dans le chapitre suivant, nous montrerons comment est généralement obtenue la relation entre cotes et débits, et quels algorithmes peuvent être utilisés pour améliorer ces techniques.

4. L'altimétrie satellitaire et les eaux continentales



(a) Débits moyens calculés par le modèle MGB-IPH sur l'ensemble du bassin amazonien



(b) Débits moyens extraits aux stations virtuelles utilisées dans l'étude

FIGURE 4.18. – Débits moyens annuels estimés par le MGB-IPH pour tout le réseau de drainage (a) et extraits aux stations virtuelles (b)

5. Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation

Comme nous l'évoquions précédemment, les informations de débit le long des fleuves sont souvent rares, bien que primordiales pour les différents acteurs impliqués dans la gestion ou l'utilisation des ressources hydriques. De plus, leur obtention est coûteuse et nécessite la mise en place de missions de mesure. Au cours des dernières années, la tendance a été non pas à l'augmentation mais à la diminution du nombre de stations *in situ* (Vörösmarty *et al.*, 2001), mettant en risque la continuité des réseaux d'observation de nombreux bassins hydrologiques. Par sa simplicité de mesure, la variable hydrologique communément mesurée est la hauteur d'eau, lue sur une règle installée en marge des rivières et nivelée par GPS (Fig 5.1). Le débit est ainsi obtenu par transformation de la hauteur d'eau au travers d'une courbe de tarage, ou courbe d'étalonnage, qui n'est autre que la relation mathématique entre le débit et la cote d'une section transversale. Normalement univoque (nous reviendrons sur cette question par la suite), cette équation décrit la façon dont le débit varie avec la hauteur d'eau. Nous traiterons dans cette partie des lois physiques desquelles découlent les relations de courbes de tarage ainsi que des différentes utilisations de ces lois dans le domaine de l'hydrologie continentale.

Par la suite, nous établirons une vue d'ensemble des différentes techniques à notre disposition pour l'optimisation de certains modèles hydrologiques et expliquerons les choix effectués. L'étalonnage tient en effet un rôle très important en hydrologie, et se caractérise par l'action de modifier tout ou partie des paramètres du modèle afin d'obtenir une sortie la plus proche possible de la réalité. Mais la capacité des modèles à reproduire la réalité a souvent été pointée du doigt. Par exemple, Johnston et Pilgrim (1976) passèrent deux années à essayer de trouver un jeu de paramètres acceptables pour le modèle de Boughton. Dans la pratique, il est souvent impossible d'obtenir une sortie exactement égale à l'observation en raison des approximations des modèles mathématiques ainsi que des erreurs dans les données d'entrée. De nombreux auteurs dont Kuczera (1983) se sont intéressés aux problèmes liés à l'étalonnage de modèles conceptuels, sans que cela améliore notablement notre capacité à surpasser les difficultés. En passant par un algorithme d'optimisation, nous tenterons de déterminer une solution optimale au problème posé tout en tenant compte des contraintes et des incertitudes. Par la suite, nous exposerons de manière détaillée la méthodologie adoptée, du paramétrage des algorithmes au choix des populations cal/val, en passant par la description des indicateurs de qualité choisis, le tout afin de tenter de répondre aux questions posées en introduction



FIGURE 5.1. – Mise en place d'un GPS sur une règle pour son nivellement (Photographie Jacques Veron)

5.1. Courbes de tarage

La courbe de tarage, également appelée relation hauteur-débit ou courbe d'étalonnage, indique « la relation entre la hauteur d'eau et le débit d'un cours d'eau au droit d'une station hydrométrique » (glossaire international d'hydrologie). Si elle est aisée à déterminer pour des ouvrages artificiels, elle s'avère bien plus incertaine dans les cas de fleuves naturels. En effet, il est souvent difficile de déterminer avec certitude la forme de la section étudiée.

5.1.1. Équations

La courbe de tarage d'une section définit la relation biunivoque entre le débit mesuré et la cote d'eau : à chaque hauteur ne peut correspondre qu'un débit et vice-versa. Pour être établie, elle nécessite un nombre suffisant de paires de mesures simultanées hauteur/débit (H/Q). C'est généralement l'équation de Manning (Eq. 5.1) ou de Manning-Strickler, présentées initialement par Gauckler (1867) et reprises par Manning, qui sont préconisées pour ce calcul dans la littérature (Rantz *et al.*, 1982; Herschy, 1995). L'équation 5.1 met en relation le débit avec les caractéristiques du bief étudié comme la rugosité et la pente. Les équations 5.1 et 5.2 s'appliquent aux écoulements permanents uniformes, c'est-à-dire que la géométrie, la pente et la nature des parois restent inchangées dans l'espace. Si en pratique ces configurations ne se retrouvent jamais dans les rivières naturelles, nous verrons par la suite que ces dernières peuvent être considérées comme tels en première approximation. Les équations de Manning et de Manning-Strickler sont présentées ci-dessous :

$$Q = \frac{A \times R^{\frac{2}{3}}}{n} \times \sqrt{S} \quad (5.1)$$

$$V = K * R^{\frac{2}{3}} \times \sqrt{S} \quad (5.2)$$

où Q ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) est le débit du fleuve, n est le coefficient de rugosité de Manning, K est le coefficient de Strickler (inverse du n), A (m^2) l'aire de la section transversale, R (m) le rayon hydraulique et S ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$) la pente du fond. Dans une rivière très large (cette approximation est valable dès lors que la largeur excède dix fois le tirant d'eau) et à section rectangulaire, le rayon hydraulique est assimilé au tirant d'eau, soit à la profondeur d'eau dans la section étudiée. L'équation 5.1 peut alors s'écrire :

$$Q = \frac{\sqrt{S}}{n} \times W \times y^{\frac{2}{3}} \quad (5.3)$$

Dans l'équation 5.3, y est le tirant d'eau, qui correspond à la cote lue à la règle si le zéro de cette dernière correspond au zéro du fleuve. Si la référence est ellipsoïdale ou géoïdale, comme c'est le cas avec l'altimétrie, ce tirant d'eau sera alors obtenu par la différence entre la hauteur d'eau observée et l'élévation du fond du fleuve Z_0 , ce qui nous mène à l'équation générale de la courbe de tarage préconisée par Rantz *et al.* (1982) :

$$Q = a \times (H - Z_0)^b \quad (5.4)$$

Dans l'équation 5.4, a et b sont deux paramètres d'ajustement de la courbe, et H (m) la cote lue à la règle ou observée. Lorsque les conditions de l'équation de Manning sont strictement respectées, on doit avoir $b = 5/3$ et $a = W/n * \sqrt{S}$. Le paramètre Z_0 représente la cote pour laquelle le débit est nul. Bien que certains auteurs indiquent qu'il peut être mesuré *in situ*, sa détermination précise est en réalité compliquée. En effet, il est difficile de savoir quelle valeur retenir, entre la cote la plus basse relevée dans la section ou, par exemple, une valeur moyenne d'élévation du fond. Reitan et Petersen-Overleir (2008) insistent sur le fait que le choix de la valeur du coefficient Z_0 peut surcontraindre la courbe ou la biaiser, ce qui aurait pour conséquence un

mauvais ajustement entre les débits et les hauteurs. C'est pour ces raisons qu'il est recommandé de considérer Z_0 comme un paramètre variable entrant dans le processus de détermination du meilleur jeu de paramètres possibles pour le cas étudié. Bien qu'étant la plus communément utilisée, l'équation 5.4 peut parfois se retrouver sous la forme de courbes de tarage segmentées (Petersen-Overleir et Reitan, 2005) ou encore sous une forme polynomiale (Roche *et al.*, 2012).

5.1.2. Détermination d'une courbe de tarage

Alors qu'elles étaient jadis déterminées simplement par analyse graphique, les courbes de tarage sont aujourd'hui l'objet de nombreuses recherches. La grande variété des cours d'eau et des conditions hydrologiques et géographiques rend difficile la détermination des courbes de tarage. Il convient, avant de pouvoir déterminer correctement une relation hauteur-débit, de connaître les nombreux paramètres qui influent sur la façon dont l'un varie avec l'autre.

5.1.2.1. Les types de contrôles

Dans la pratique, la courbe de tarage d'une section va dépendre du type de contrôle auquel est soumis l'écoulement. On définit comme contrôle les caractéristiques physiques d'un chenal ou d'une section qui déterminent la forme de la relation entre le débit et la hauteur dans une section. Le contrôle peut porter sur la forme du chenal aval (contrôle de bief) - on est alors en écoulement pseudo-permanent - ou sur une section en aval (contrôle de section, fig. 5.2) - on est alors en écoulement critique. Il peut également varier en fonction de la gamme de débits. Une brutale variation de la pente du lit du cours d'eau ou un rétrécissement de la largeur (passage d'un pont par exemple) sont des conditions de contrôle de section. Il est fréquent de constater que le contrôle total de la section étudiée est composé d'un contrôle de section en basses eaux et de chenal en hautes eaux. Les valeurs des paramètres a et b vont s'écarter des valeurs théoriques issues de la relation de Manning-Strickler en fonction du type de contrôle. Ainsi, $b = 5/3$ lorsque le contrôle est de chenal dans les conditions hydrauliques de référence, $3/2$ pour un seuil rectangulaire et $5/2$ pour une section triangulaire.

Selon Rantz *et al.* (1982), la durabilité d'une courbe de tarage dépend de la stabilité du ou des contrôles auxquels est soumise une section. En effet, l'altération d'un contrôle aval causée, par exemple, si l'on parle d'un contrôle naturel, par une crue exceptionnelle, résultera en la modification des paramètres de la courbe de tarage. D'autres facteurs peuvent influencer sur les contrôles - et donc sur les paramètres de la courbe de tarage - comme la forte croissance de plantes aquatiques en basses eaux ou l'accumulation de feuilles ou de branchages dans le lit. La courbe de tarage n'est donc rien d'autre qu'une approximation dans le temps des caractéristiques physiques de la section d'un fleuve ou d'une rivière.

De la même manière que le type de contrôle influe sur les paramètres de la courbe de tarage, il influe sur sa formulation. Ainsi, El-Jabi *et al.* (1992) ont montré que pour des rivières côtières, la hauteur d'eau n'est plus seulement fonction du débit mais du débit et de la marée. Kosuth *et al.* (2009) ont montré que la relation hauteur-débit d'une section subissant l'effet de marée prenait une forme elliptique, suivant l'heure de la mesure. D'une manière similaire, les rivières se jetant dans l'Amazone subissent les effets du flux d'eau s'écoulant dans cette dernière. Meade *et al.* (1991) ont montré que les niveaux d'eau lors de la décrue étaient inférieurs de deux à trois mètres à ceux des eaux montantes, et ce pour un même débit, pour deux affluents majeurs de l'Amazone que sont le Madeira et le Purus. Il en résulte, du point de vue de la courbe de tarage, un écartement des deux moments hydrologiques (eaux montantes et décrue), comme illustré fig. 2.9. Sur le cours inférieur du Negro, Meade *et al.* (1991) constatèrent que les plus bas niveaux correspondent à ceux de l'Amazone, et non à ceux des biefs amont du Negro comme attendu. Par conséquent, une partie de notre analyse devra aussi porter sur la nécessité ou non de considérer les effets de barrage et sur la manière de les prendre en compte, si cela s'avère indispensable..

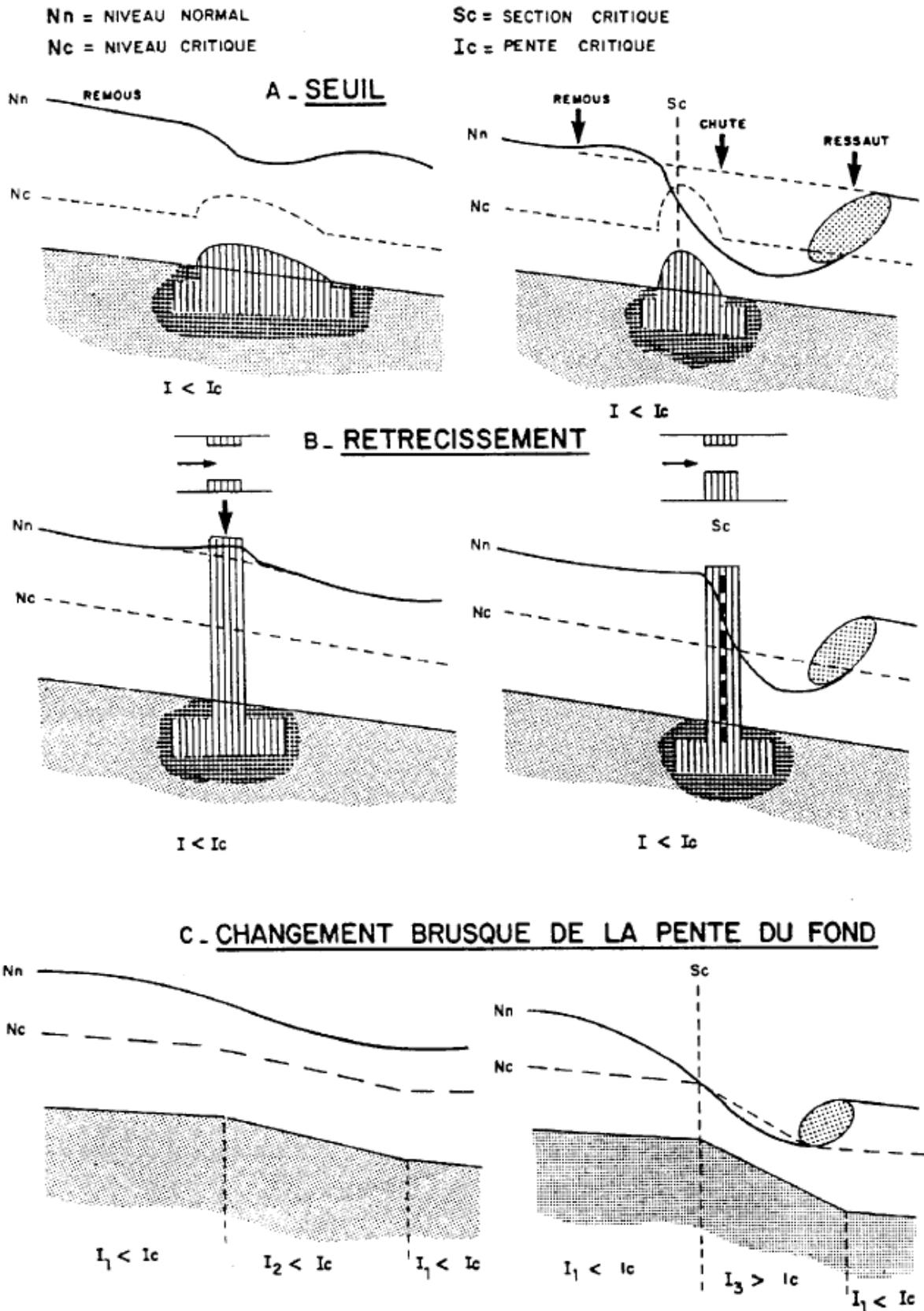


FIGURE 5.2. – Différentes formes de section de contrôle (Source : WHYCOS)

5.1.2.2. Mode de détermination

Aujourd'hui, les méthodes les plus communes d'obtention analytique de la courbe de tarage sont des méthodes de régression linéaire ou non linéaire. Ces méthodes se basent sur le calcul et la minimisation de l'erreur entre le débit calculé par la courbe de tarage et le débit observé. En pratique, on utilise une régression linéaire entre les logarithmes du débit Q et de la profondeur $H - Z_0$ pour déterminer la meilleure valeur du paramètre Z_0 dans l'ensemble des valeurs possibles, afin de maximiser le coefficient de détermination R^2 entre $\ln(Q)$ et $\ln(Z)$. Comme il n'est possible au travers de la régression linéaire de déterminer que deux des trois inconnues, il est nécessaire d'en fixer une au préalable (généralement le coefficient Z_0) et d'utiliser des valeurs connues et/ou mesurées, ou des méthodes itératives. L'utilisation de valeurs mesurées du Z_0 est un exercice périlleux, tant il est peu probable que l'on parvienne à mesurer une grandeur efficace dans un fleuve profond ou à fond à géométrie variable comme c'est généralement le cas dans le bassin amazonien. Leon *et al.* (2006) et Getirana *et al.* (2009) ont étudié le potentiel des méthodes d'ajustement de courbes de tarage par itération, respectivement pour le haut rio Negro et pour l'ensemble du bassin amazonien, en s'appuyant sur la minimisation du RMSE ou la maximisation du R^2 (fig. 5.3).

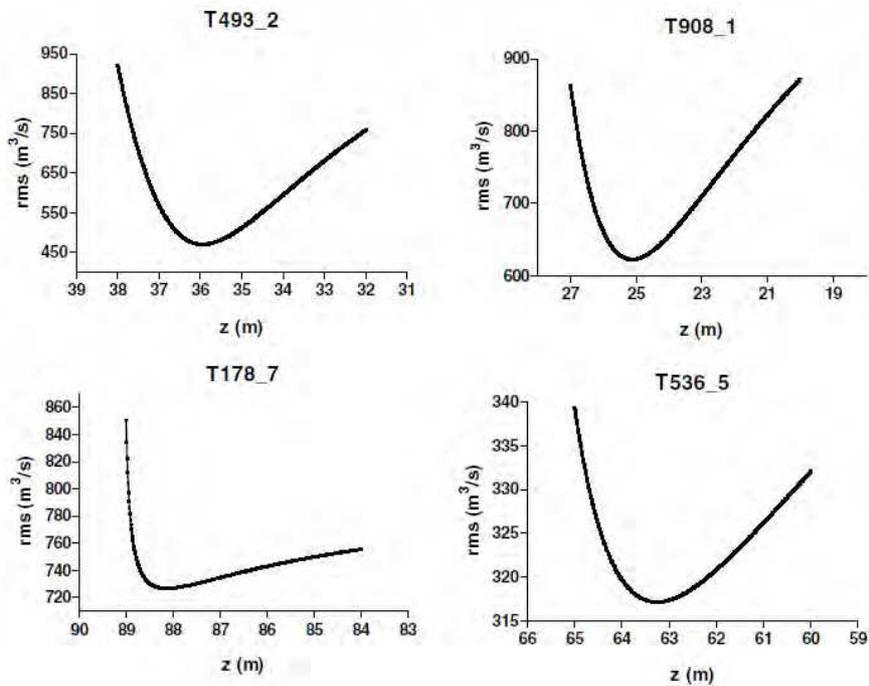


FIGURE 5.3. – Exemples de fonction $RMS = f(Z_0)$ en quatre stations virtuelles du rio Negro (Source : Leon *et al.* (2006))

Leurs résultats, bien que prometteurs, ont montré les carences de ces méthodes pour traiter les incertitudes dans les données d'entrée et de sortie. La linéarisation logarithmique a aussi été la cause de la divergence de certaines solutions ; en effet, lorsque H s'approche de Z_0 , le terme $\ln(H - Z_0)$ tend vers $-\infty$. En outre, dans certains cas relatés par Getirana et Peters-Lidard (2013), la relation entre R^2 et Z_0 n'a pas présenté de minimum mais une relation asymptotique, conduisant à des paramètres absurdes.

Fenton et Keller (2001) montrèrent également que le fait de travailler dans l'espace logarithmique pouvait mener à une augmentation du poids des points proches des débits faibles, et donc introduire un biais systématique dans la courbe de tarage. De plus, la perte d'un degré de liberté de l'équation 5.4 peut avoir des effets indésirables sur la flexibilité de la détermination des deux paramètres restant (Reitan et Petersen-Överleir, 2005).

Bhattacharya et Solomatine (2005) et Supharatid (2003) ont investigué l'utilisation de réseaux de neurones pour la détermination des relations hauteur/débit. Leurs conclusions ont montré que les réseaux de neurones pouvaient se montrer efficaces dans la construction d'une telle loi, même dans le cas de fleuves côtiers souffrant de l'effet de la marée (Supharatid, 2003). Ces méthodes se sont avérées plus efficaces que les méthodes traditionnelles présentées ci-dessus. Bien que coûteux informatiquement, les réseaux de neurones sont donc une alternative crédible aux méthodes traditionnelles pour le calcul et la prévision des débits des rivières lorsque peu d'informations de débit ou de hauteur amont sont disponibles (Hidayat *et al.*, 2014). Cependant ces méthodes ne permettent pas la gestion simple des incertitudes ni la prise en compte des informations *a priori* qui proviennent de la physique sous-jacente à la formulation de la CT.

5.1.2.3. Gestion des incertitudes

L'une des principales difficultés à laquelle se sont heurtés les chercheurs et hydrologues, lors de l'utilisation des méthodes classiques de détermination de courbes de tarage, est l'analyse des incertitudes. En effet, comme tout modèle hydrologique, une courbe de tarage propage aux sorties les erreurs des données d'entrée et celles liées aux approximations du modèle (Pappenberger *et al.*, 2006). Or, aucun des auteurs précédemment cités ne parvint à mettre en relation ces erreurs. Nous pouvons nous demander, par exemple, quel est l'impact de l'erreur dans le débit d'entrée sur les résultats de la courbe de tarage.

L'inférence bayésienne est généralement citée en tant qu'alternative aux méthodes traditionnelles, comme permettant d'utiliser le maximum d'informations disponibles (Moyeed et Clarke, 2005) ; par exemple la connaissance de la forme d'une section qui peut être utilisée au travers de la dispersion du coefficient b de la courbe de tarage autour de la valeur de $5/3$. Cette méthode permet également la prise en compte des erreurs sur les données d'entrée des algorithmes et de l'incertitude de la courbe de tarage. Ainsi, McMillan *et al.* (2010) ont utilisé un algorithme MCMC (*Markov Chain Monte Carlo*) pour déterminer les courbes de tarage le long d'un fleuve néozélandais et étudier l'incertitude liée aux possibles évolutions du lit. Reitan et Petersen-Overleir (2008) ont, quant à eux, étudié l'incertitude liée au manque de couples H/Q lors de la détermination d'une courbe de tarage unique puis segmentée. La segmentation des courbes de tarage a par ailleurs fait l'objet d'un travail de Petersen-Overleir et Reitan (2005) qui ont prouvé que la grande difficulté résidait dans le choix de la hauteur de partage. D'autres travaux récents ont porté sur les incertitudes liées à la mobilité temporelle du fond du fleuve (par exemple Jalbert *et al.* (2011)). Clarke (1999), Clarke *et al.* (2000) et Petersen-Overleir et Reitan (2009) ont analysé les incertitudes dans le contexte de l'analyse fréquentielle des débits, c'est-à-dire le calcul de débits moyens, maximaux ou minimaux.

Enfin, Domeneghetti *et al.* (2012) ont analysé la propagation des erreurs faites lors de la détermination d'une courbe de tarage dans l'étalonnage d'un modèle hydrologique.

5.1.3. Conclusion

Les travaux de Leon *et al.* (2006) et de Getirana et Peters-Lidard (2013) montrent tout le potentiel d'utiliser l'altimétrie afin de construire des courbes de tarage à l'échelle du bassin. Cependant, l'incapacité des méthodes utilisées à obtenir des paramètres hydrologiquement pertinents pousse à rechercher de nouveaux modes de calcul de ces courbes. En effet, l'équation de la courbe de tarage étant issue de l'équation de Manning, ses paramètres doivent, dans la limite des approximations effectuées, représenter des grandeurs physiques telles que la géométrie de la section étudiée. Certains algorithmes d'optimisation, permettant la gestion des incertitudes, ont déjà montré leur efficacité à résoudre des problèmes hydrologiques d'une certaine complexité et pourraient donc être utilisés dans le cadre du calcul d'une courbe de tarage, qui n'est autre que la résolution d'un problème hydrologique à trois variables.

Nous avons vu qu'une courbe de tarage se construit à partir d'observations de débits et de cotes

d'eau, dans une section donnée et à un instant donné. La répétition de ces mesures permet la mise en relation des couples Hauteur/Débit pour obtenir une relation pérenne permettant par la suite de déduire l'une des deux variables par simple mesure de la seconde. Dans notre cas, les données d'entrée sont des observations de hauteurs d'eau obtenues par altimétrie satellitaire et des débits simulés au travers du modèle MGB-IPH. Bien que n'étant pas des débits observés au sens propre du terme, les débits du modèle MGB-IPH seront appelés comme tels du fait qu'il interviennent en entrée de l'algorithme d'optimisation de la courbe de tarage.

5.2. Algorithmes d'optimisation globale en hydrologie

Comme nous l'avons évoqué ci-dessus, nous avons donc choisi de considérer les courbes de tarage non comme une simple équation dont nous désirons déterminer les coefficients, mais bien comme un modèle hydrologique mettant en relation les hauteurs d'eau et débits d'une section, avec ses incertitudes et ses contraintes. En effet, ni les mesures de débits et de hauteurs ni la construction même des courbes de tarage ne peuvent se soustraire aux erreurs qui y sont associées (Hersch, 2002), et de telles erreurs doivent impérativement être prises en compte lors de la détermination de la relation hauteur-débit. C'est pour ces raisons que nous nous sommes penché sur l'utilisation d'algorithmes d'optimisation globale afin de déterminer l'équation des courbes de tarage du bassin amazonien. Nous présenterons ici les principales caractéristiques de ces algorithmes d'optimisation et détaillerons le fonctionnement de l'algorithme choisi.

5.2.1. Algorithmes d'optimisation

Les algorithmes d'optimisation permettent le calage d'un modèle hydrologique au travers de la minimisation ou maximisation d'une fonction objectif. Ils doivent donc permettre de déterminer le meilleur jeu de paramètres pour que le modèle considéré reproduise au mieux la réalité (représentée par des observations fournies à l'algorithme) ou une meilleure région, appelée région de Pareto.

5.2.1.1. Généralités

Comme nous l'avons évoqué précédemment, les modèles hydrologiques contiennent souvent des paramètres qui ne sont pas mesurables et qui nécessitent l'utilisation de procédures d'étalonnage manuelles, comme la méthode essai-erreur. Ces méthodes sont coûteuses en temps et requièrent le plus souvent un utilisateur expérimenté. Du point de vue statistique, le modèle peut s'écrire de la sorte :

$$\hat{y} = \eta(\zeta|\theta) \quad (5.5)$$

où \hat{y} est le vecteur des prédictions du modèle, ζ sont les variables d'entrée et θ le vecteur de paramètres à calibrer. Le vecteur peut exister dans \mathbb{R}^n ou dans un sous-ensemble de \mathbb{R}^n , auquel cas le problème d'optimisation est dit contraint. Le but du modèle est donc de faire varier θ de manière à minimiser les résidus, souvent en utilisant la méthode des moindres carrés ordinaires ($MCO = \sum e_j(\theta)^2$). L'existence de minima locaux dans de nombreux problèmes d'optimisation a poussé Duan *et al.* (1992) à développer un algorithme robuste, le SCE-UA (Shuffled Complex Evolution), permettant la détermination du meilleur jeu de paramètres d'un modèle. D'après Duan *et al.* (1992), les cinq principales caractéristiques qui compliquent les problèmes d'optimisation sont : la présence de plusieurs régions de convergence, l'existence de plusieurs minima locaux dans chaque région, les dérivées discontinues des réponses de surface, des interactions non linéaires entre les paramètres, et une surface de réponse non convexe. Les algorithmes d'optimisation globale tels que le SCE-UA diffèrent donc des algorithmes d'optimisation à recherche directe par la stratégie adoptée pour l'évolution des points dans la direction de la meilleure solution, ce qui leur permet de résoudre plus efficacement les problèmes évoqués par Duan *et al.* (1992). Pour

5. Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation

Domaine	Qualité
Régions d'attraction - Optimums	Converger vers l'optimum global en présence de nombreuses régions d'attraction Ne pas être piégé par des puits ou sauts dans la surface de la fonction objectif
Sensibilité - Paramétrage	Être robuste en la présence des paramètres interdépendants et à sensibilité variable Ne pas reposer sur la disponibilité d'une formulation explicite de la fonction objectif ou des dérivées
Formulation	Être capable de manipuler des paramètres à haute dimensionnalité

TABLE 5.1. – Qualités requises pour un algorithme d'optimisation globale (Source : adapté de Duan *et al.* (1994))

Duan *et al.* (1994), un algorithme d'optimisation globale doit posséder les propriétés exposées dans le tableau 5.1.

5.2.1.2. Optimisation globale

Un problème d'optimisation globale revient à minimiser une fonction objectif $f = f(x)$ sous un ensemble de contraintes telles que $x \in S$ (S est alors le *domaine réalisable*). Les difficultés de tels problèmes sont que bien souvent la fonction f n'admet pas un seul minimum mais plusieurs minima locaux. La méthode du simplexe non linéaire (aussi appelée de Nelder-Mead) est la méthode d'optimisation locale sans contraintes la plus utilisée. Elle est basée sur l'évolution d'une enveloppe convexe (simplexe) au moyen d'étapes de réflexion, d'expansion ou de contraction (du pire point, au sens de la FO, appartenant à cette enveloppe). Cependant, de telles méthodes ne sont pas très robustes, et peuvent par exemple converger vers un minimum local ou ne pas converger du tout (voir fig. 5.4).

La fig. 5.4 illustre l'importance pour la méthode du simplexe de Nelder-mead de bien définir le simplexe de départ afin de parvenir au bon résultat. Nous pouvons distinguer, parmi les nombreuses méthodes d'optimisation globale permettant de déterminer le minimum global d'une fonction, les méthodes déterministes et les stochastiques.

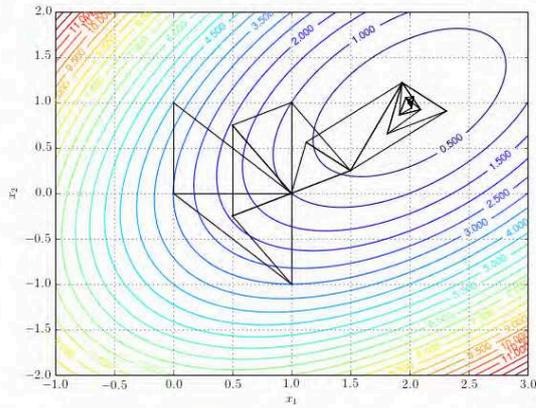
Les *méthodes déterministes* reviennent à résoudre un système de n équations à n inconnues :

$$\frac{\partial f}{\partial x_i}(x_1, \dots, x_n) = 0 \quad (5.6)$$

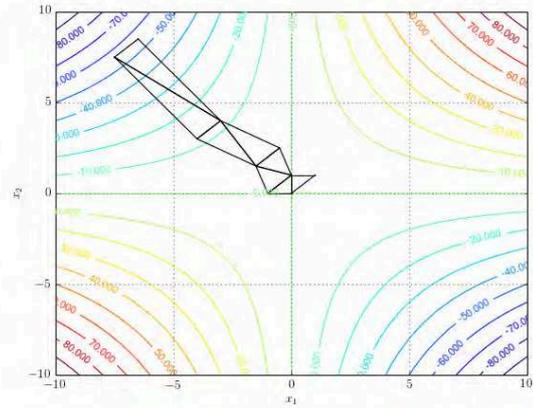
où f est la fonction à optimiser et (x_1, \dots, x_n) les variables. Ces méthodes nécessitent une fonction dérivable sur le domaine d'étude. Les méthodes du gradient (et ses variantes) et de Gauss-Seidel (Nougier, 1987) sont parmi les plus classiques. Dans la méthode du gradient, à chaque itération un déplacement est effectué du point courant opposé au plus fort gradient. Ces méthodes déterministes se caractérisent par un temps de calcul augmentant exponentiellement avec le nombre de variables, une recherche laborieuse du pas optimum et des problèmes de convergence lorsque, par exemple, le minimum se trouve au fond d'une vallée étroite.

Les *méthodes non déterministes* se basent sur des tirages aléatoires de la population permettant une exploration plus exhaustive de l'espace de recherche. Parmi ces méthodes, citons les méthodes de Monte Carlo, les algorithmes évolutionnaires et le recuit simulé. Dans les méthodes de Monte Carlo, la FO est évaluée à un grand nombre de points dont la position initiale dans l'espace est choisie de façon aléatoire. Dans la méthode de recuit simulé (*simulated annealing*), par analogie aux processus de recuit utilisés en métallurgie pour minimiser l'énergie utilisée, le déplacement à partir du point de départ est effectué de manière aléatoire. Si le nouveau point ainsi obtenu n'entraîne pas une diminution de l'énergie du système (FO supérieure à la FO précédente), il est accepté avec une probabilité $p = e^{-\frac{\Delta E}{T}}$, où ΔE est la variation de la fonction énergie et T est une température qui décroît. Ce critère est appelé critère de Metropolis. Dans ce cas, c'est l'acceptation d'une « mauvaise » solution qui permet d'assurer une bonne exploration

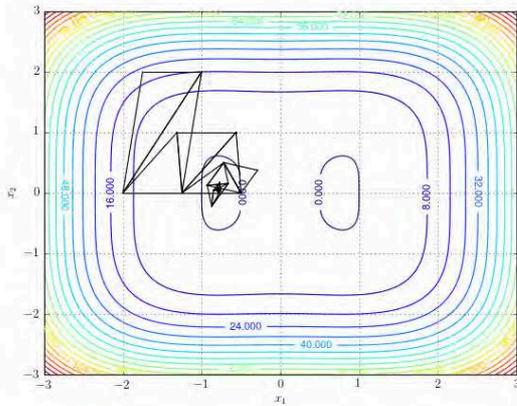
5. Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation



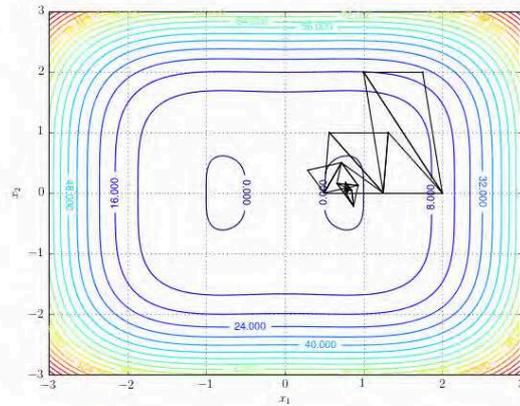
(a) Un minimum



(b) Divergence (pas de minimum)



(c) Début à gauche



(d) Début à droite

FIGURE 5.4. – Cas d'optimisation par méthode du simplexe de Nelder et Mead. Optimisation de $z = f(x, y)$ avec z possédant un minimum (a), pas de minimum (b) et deux minima (c et d) sur le domaine (Source : www.jakubkonka.com)

de l'espace de solution. Les algorithmes évolutionnaires reposent, quant à eux et par analogie avec l'évolution naturelle, sur une population initiale d'individus soumis, au fil des générations (itérations dont le nombre dépend des critères choisis) à divers opérateurs génétiques (mutations aléatoires, inversions, croisements, etc.) et à une sélection, les plus faibles étant éliminés. Le ou les individus restants sont le résultat recherché. Ces différentes méthodes stochastiques ont la particularité de pouvoir présenter des résultats différents à chaque exécution, bien qu'initialisées dans le même état.

5.2.1.3. Et l'hydrologie dans tout ça ?

L'optimisation des modèles hydrologiques se heurte très fréquemment à des problèmes tels que la présence de multiples minima et des dérivées discontinues. Alors que de nombreux efforts ont été faits ces dernières années pour développer des procédures d'étalonnage automatique telles que le MOCOM-UA (procédure choisie pour le calage du MGB-IPH) et le SCE-UA, beaucoup moins d'attention a été portée à l'évaluation par ces méthodes des incertitudes sur les paramètres. Ainsi, les méthodes traditionnelles d'étalonnage, à l'instar du SCE-UA (Duan *et al.*, 1992) qui mélange les forces de la procédure du simplexe de Nelder et Mead (1965) à l'évolution compétitive (Holland, 1975) et au mélange des complexes pour déterminer un jeu de meilleurs paramètres, ne

permettent pas de relier les valeurs des paramètres obtenus après étalonnage à des caractéristiques mesurables sur le terrain (Duan *et al.*, 1992; Vrugt *et al.*, 2003).

Il a été démontré que les méthodes de Monte Carlo par chaînes de Markov (MCMC, *Markov Chain Monte Carlo*), et en particulier l'algorithme de Metropolis-Hastings, étaient efficaces, même en présence de distributions complexes, pour estimer l'incertitude sur les paramètres résultant de l'optimisation d'un modèle hydrologique (Kuczera et Parent, 1998). Cependant, ces méthodes ont également montré qu'en l'absence d'une quantité conséquente d'informations *a priori*, pouvant mener à un mauvais choix de la densité de probabilité *a posteriori*, la convergence tendait à être beaucoup plus lente. C'est en raison de ces constatations que Vrugt *et al.* (2003) se sont penchés sur le développement d'un échantillonneur MCMC permettant l'ajustement de la loi stationnaire au sein même d'une chaîne.

5.2.2. L'algorithme SCEM-UA

Le SCEM-UA (*Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm*) a été développé dans l'optique de profiter des forces du SCE-UA tout en permettant une convergence plus rapide vers la loi stationnaire. Nous en décrivons les étapes dans la suite de ce chapitre.

5.2.2.1. Stratégies d'optimisation et d'évolution

L'algorithme SCEM-UA débute l'optimisation par la définition d'une population initiale. Cette population initiale, dont la taille est définie au préalable par l'utilisateur, est aléatoirement répartie dans l'espace de recherche. Cette répartition aléatoire assure qu'aucune zone de l'espace ne sera privilégiée. La fig. 5.5 illustre la répartition des points (a, b, Z_0) de la population initiale dans l'espace de recherche.

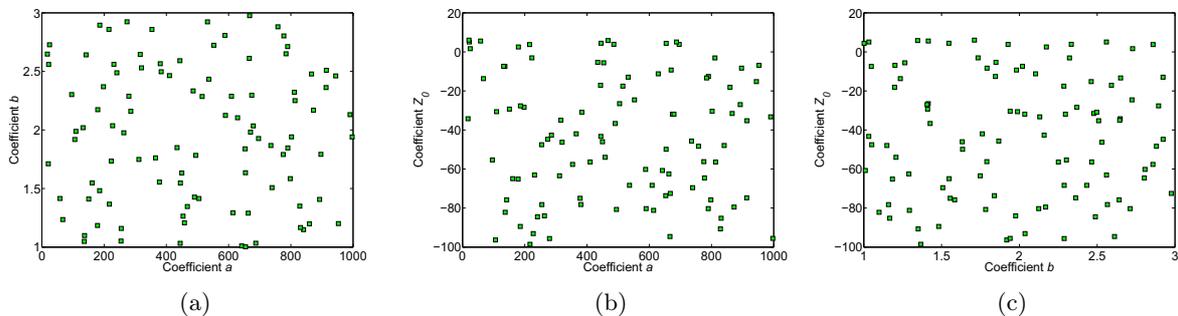


FIGURE 5.5. – Répartition de la population initiale à l'intérieur de l'espace de recherche

Pour chaque jeu de paramètres (dans le cas de l'optimisation des courbes de tarage, ce sont en réalité des triplets), la probabilité *a posteriori* est calculée au travers d'un schéma bayésien d'inférence (Thiemann *et al.* (2001); Box et Tiao (1973)). Cette probabilité *a posteriori* s'écrit :

$$p(\theta^{(t)} | y) \propto [M(\theta^{(t)})]^{-\frac{1}{2}N} \quad (5.7)$$

Au contraire des statistiques classiques, qui considèrent que les paramètres du modèle sont inconnus mais fixes, l'inférence bayésienne associe à ces paramètres une fonction densité de probabilité (PDF, *Probability Density Function*) qui représente les croyances probabilistes sur les paramètres au regard des observations. La probabilité *a posteriori* $p(\theta^{(t)} | y)$ est fonction de

la PDF *a priori* et de la fonction de vraisemblance décrite par Box et Tiao (1973) :

$$L(\theta^{(t)} | y) = \exp \left[-\frac{1}{2} \sum \left(\frac{e(\theta^{(t)})}{\sigma} \right)^2 \right] \quad (5.8)$$

L'information *a priori* consiste en un intervalle de recherche (limites hautes et basses) et d'une PDF uniforme dans cet intervalle (voir aussi fig. 5.8). Une fois la PDF *a posteriori* déterminée à partir des équations 5.7 et 5.8, l'algorithme de Metropolis-Hastings (Metropolis *et al.*, 1953; Hastings, 1970) génère un nouveau candidat $\theta^{(t+1)}$ et la fonction stationnaire associée z . Dans la chaîne de Markov ainsi générée, $\theta^{(t+1)}$ dépend uniquement de $\theta^{(t)}$ et non de $\theta^{(0)}$, $\theta^{(1)}$, ..., $\theta^{(t-1)}$. La PDF de ce nouveau candidat est évaluée et $\Omega = \frac{p(\theta^{(t+1)}|y)}{p(\theta^{(t)}|y)}$ est calculé, ainsi qu'un marqueur aléatoire Z ($Z \in [0, 1]$). Si $\Omega \geq Z$, le candidat est accepté. Sinon, le candidat est rejeté et la chaîne reste dans la même position, soit $\theta^{(t+1)} = \theta^{(t)}$. Cette évolution de la séquence se fait à l'intérieur de chaque complexe C^k .

5.2.2.2. Étape par étape

1. Initialisation : création de la population initiale aléatoirement distribuée dans l'espace de recherche ; exécution du modèle pour chaque jeu de paramètres de cette population ; calcul de la PDF *a posteriori* par analyse bayésienne.
2. Séparation des séquences : partition de la population en complexes ; dans chaque complexe, initialisation d'une séquence avec comme point de départ le point ayant la plus haute PDF *a posteriori*.
3. Évolution : création d'un nouveau candidat dans chaque séquence, à partir de la moyenne des points du complexe et de la structure de covariance entre ces points ; test du critère Metropolis pour savoir si le candidat est accepté ; le nouveau candidat remplace un point aléatoire à l'intérieur du complexe ; formation de nouveaux complexes par un processus de mélange.
4. Test de convergence : finalement, le critère de convergence de Gelman et Rubin (1992) est utilisé pour déterminer si les PDF *a posteriori* ont convergé ou non vers la loi stationnaire ciblée.

Les fig. 5.6 et 5.7, tirées de Vrugt *et al.* (2003) illustrent les différentes étapes de l'algorithme. L'algorithme SCEM-UA se présente sous la forme de nombreuses feuilles de calcul MATLAB, facilement modifiables afin d'adapter l'algorithme à notre configuration.

5.2.3. Conclusion

Nous avons pu voir que les algorithmes d'optimisation globale, et tout particulièrement le SCEM-UA, sont adaptés à la résolution de problèmes complexes d'hydrologie. La capacité du SCEM-UA à déterminer un jeu de meilleurs paramètres ainsi qu'à estimer l'incertitude sur les paramètres constitue un réel apport en comparaison des nombreux autres algorithmes existants.

5.3. Paramétrage des algorithmes

Dans cette section, nous évoquerons les choix qui ont été faits quant au paramétrage de la méthodologie, aussi bien sur les données d'entrée que sur les paramètres internes de l'algorithme, et à l'influence de ces choix, quand cela s'avérera nécessaire.

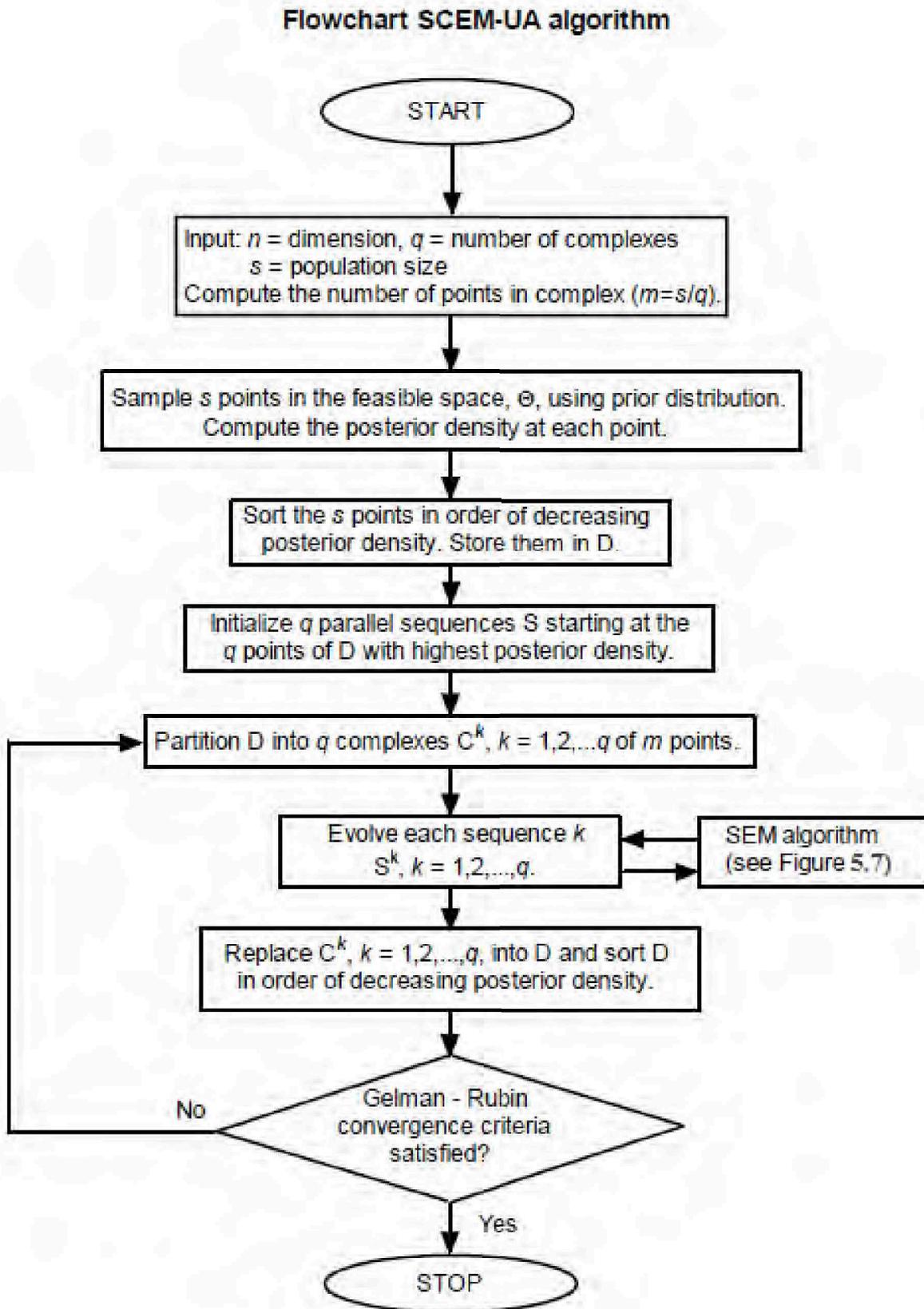


FIGURE 5.6. – Organigramme de l'algorithme SCEM-UA (Source : Vrugt *et al.* (2003))

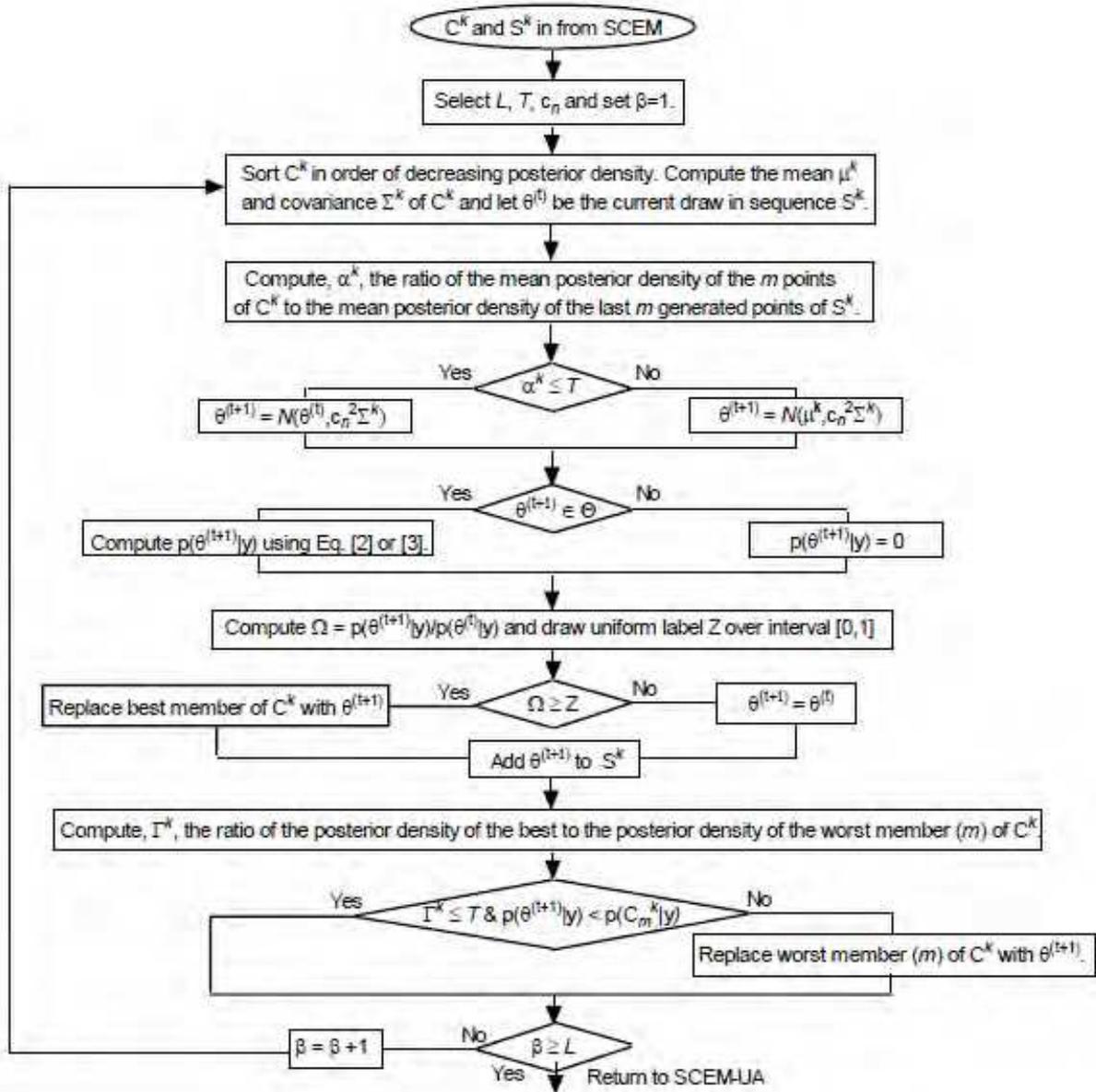


FIGURE 5.7. – Organigramme de l’algorithme de Metropolis pour l’évolution des complexes, implémenté dans le SCEM-UA (Source : Vrugt *et al.* (2003))

5.3.1. Intervalles des paramètres de la courbe de tarage

Nous décrivons ici la manière dont nous avons configuré les intervalles possibles pour chaque paramètre de la courbe de tarage, qui est aussi un paramètre de l'algorithme d'optimisation. Ces choix ont été faits de manière à respecter, *a priori*, la réalité physique sous-jacente à la courbe de tarage qu'on doit éviter de surcontraindre. Comme le notent Petersen-Overleir et Reitan (2009), un mauvais paramétrage pourrait mener à une courbe de tarage biaisée. Nous verrons au chapitre 8 l'influence des bornes de ces intervalles sur les résultats obtenus par la méthodologie.

5.3.1.1. Paramètre a

Nous avons vu qu'il est possible, si l'on revient aux équations 5.2 et 5.4, d'identifier le paramètre a , qui est *le coefficient multiplicatif de la courbe de tarage*, à $W\sqrt{S}n^{-1}$. Si l'on se base sur les valeurs du coefficient de rugosité de Manning suggérées par Chow *et al.* (1988), sachant que dans le bassin amazonien la largeur des fleuves varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres et que la déclivité varie entre 0 et 0,15 m/m (valeur maximale de la pente attribuée à un cours d'eau suite à la discrétisation du bassin par le modèle MGB-IPH), nous pouvons conclure que le coefficient « a » peut théoriquement varier entre 0 et 10 000. En pratique cependant, un fleuve très large présentera une pente faible, voire très faible. L'exemple le plus frappant est le fleuve Amazone proche de son embouchure qui, s'il présente une largeur supérieure à 5 km, a une pente quasi nulle (Meade *et al.*, 1991). Au contraire, les fleuves de montagne sont généralement peu larges, la forte pente limitant la possibilité d'expansion latérale du fleuve. Pour ces raisons, nous pouvons considérer que le coefficient multiplicatif « a » variera dans l'intervalle suivant :

$$a \in [0 ; 1000] \quad (5.9)$$

5.3.1.2. Paramètre b

Le paramètre b est *l'exposant de la courbe de tarage*. Il peut être compris comme la façon dont les deux variables entrant en jeu, à savoir le débit et la hauteur d'eau, varient l'un en fonction de l'autre. Il est par conséquent représentatif de la forme de la section. Par définition, dans le cas d'un grand fleuve à section rectangulaire, le coefficient « b » doit être égal à 5/3 (équation 5.3). Cependant, dans la réalité ce coefficient aura tendance à s'écarter de la valeur optimale en fonction des conditions hydrauliques de la section, à savoir, la forme de la section, la rugosité, etc. D'après Chow *et al.* (1988) et Rantz *et al.* (1982), nous avons fixé l'intervalle de b comme tel :

$$b \in [1 ; 3] \quad (5.10)$$

Cet intervalle encadre la valeur théorique du fleuve à section rectangulaire et il est suffisamment large pour permettre d'inclure les différentes configurations que nous nous attendons à trouver sur le bassin amazonien.

5.3.1.3. Paramètre Z_0

Le choix du paramétrage du Z_0 , qui, selon l'équation 5.4, devrait correspondre à *l'élévation du lit du fleuve* (en considérant une section régulière), est un peu plus subjectif et dépend, en partie, des connaissances que l'utilisateur a du bassin versant étudié. Dans notre cas, nous savons que les fleuves amazoniens peuvent atteindre des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres, comme c'est notamment le cas en droit d'Óbidos avec une profondeur estimée d'environ 80 m (Callede *et al.*, 2013). Cette profondeur est un cas extrême et nous savons qu'à nul autre endroit du bassin une telle situation ne peut se reproduire. Ainsi, un moyen simple de déterminer l'intervalle d'existence du Z_0 est de dire que, lorsque la ligne d'eau est au plus bas (observée par

le satellite), la profondeur du fleuve est au minimum nulle et au maximum de cent mètres. Nous obtenons donc l'intervalle suivant :

$$Z_0 \in [\min(H_{altim}) - 100 ; \min(H_{altim})] \quad (5.11)$$

Dans la pratique, il n'est pas possible de définir un intervalle ouvert (ou semi-ouvert, comme c'est le cas de l'intervalle du Z_0). Nous ramènerons donc l'intervalle du Z_0 à $[\min(H_{altim}) - 100 ; \min(H_{altim}) - 0,05]$, ce qui équivaut à affirmer que lorsque le satellite a observé la valeur minimale de l'élévation, la profondeur du fleuve était d'au minimum 0,05 m, ce qui constitue une hypothèse largement vérifiable pour l'ensemble des fleuves pérennes.

Il est important de noter que nous avons délibérément défini des intervalles amples, et ce pour les trois paramètres, afin de ne pas surcontraindre les courbes de tarage. Nous analyserons par la suite l'impact qu'ont ces intervalles sur les résultats obtenus. De plus, dans un souci de permettre la mise en œuvre de la méthodologie à n'importe quel endroit et indépendamment des connaissances du lieu, les fonctions densité de probabilité des trois paramètres seront considérées comme non informatives, c'est-à-dire qu'à l'intérieur de l'intervalle, toutes les valeurs auront la même probabilité (fig. 5.8).

Un utilisateur avisé ayant des informations supplémentaires sur l'un des coefficients pourrait souhaiter rendre l'une des fonctions densité *a priori* informative. Dans ce cas il faudra définir, en plus des bornes de l'intervalle, la forme de la fonction densité (normale, bimodale, etc.), comme illustré sur la fig. 5.8.

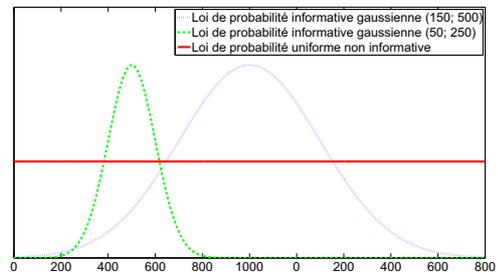


FIGURE 5.8. – Exemple de fonctions de densité de probabilité pour le paramètre a . En rouge figure la loi utilisée dans cette étude

5.3.2. Nombre de complexes et de générations

Le problème que nous proposons de résoudre est donc un modèle hydrologique à trois variables, « a », « b » et « Z_0 », ces variables pouvant prendre des valeurs dans les intervalles présentés ci-dessus. Dans un algorithme d'optimisation tel que le SCEM-UA, la population initiale, tirée aléatoirement parmi l'ensemble des valeurs possibles (et en fonction de la probabilité *a priori*, si celle-ci est informative) est divisée en complexes q . Comme le suggèrent Vrugt *et al.* (2003) pour des problèmes d'optimisation relativement simples, nous avons initialement fixé le nombre de complexes à 5 (voir tableau 5.2). Cette valeur pourra être revue si nous constatons que l'algorithme présente des difficultés à converger. Suivant une nouvelle fois les recommandations de Vrugt *et al.* (2003), nous avons fixé une taille de population à 1 000. Ces deux paramètres induisent la valeur d'un troisième, le nombre de points dans chaque séquence, qui sera donc égal à 200 ($m = \frac{s}{q}$).

q	s	m	N
5	1000	200	$5 \cdot 10^4$

TABLE 5.2. – Paramétrage de l'algorithme SCEM-UA

etc.).

Nous basant sur les statistiques de convergence présentées par Vrugt *et al.* (2003) pour différents cas de distributions, nous avons décidé de fixer le nombre maximal d'itérations à $5 \cdot 10^4$. Quand ce chiffre est atteint, l'algorithme s'arrête et est déclaré non convergent. Si une telle situation venait à se produire, il serait nécessaire d'en rechercher les causes (q ou s trop faibles, erreur dans les données d'entrée,

5.3.3. Fonction objectif (FO) de l'algorithme MCMC

Selon la FO choisie, l'algorithme travaille en minimisation ou en maximisation. La FO a pour mission d'évaluer la distance entre les données observées et les résultats de l'algorithme, afin de permettre à l'algorithme MCMC de classer les points de chaque complexe. Nous avons choisi d'utiliser la somme quadratique des erreurs, soit :

$$FO = \sum (Q_{obs} - Q_{calc})^2 \quad (5.12)$$

Le point 1 (le terme point désigne ici en ensemble de trois valeurs de « a », « b » et « Z_0 ») sera donc considéré meilleur que le point 2 lorsque $FO(1) < FO(2)$.

5.3.4. Conditions de convergence

Tout algorithme d'optimisation répond à certaines règles concernant sa convergence, règles qui vont déterminer la poursuite ou non de l'évolution. La convergence de l'algorithme MCMC est traditionnellement vérifiée au travers du critère de Gelman et Rubin, connu aussi comme le facteur de réduction. Afin de limiter le temps nécessaire aux algorithmes MCMC, Gelman et Rubin (1992) ont développé une méthode permettant de déterminer si les solutions des différentes chaînes de Markov convergent vers une distribution *a posteriori* stationnaire ou non. Le facteur de réduction peut être estimé par la formule suivante :

$$\sqrt{SR} = \sqrt{\frac{g-1}{g} + \frac{q+1}{n} \frac{B}{W}} \quad (5.13)$$

Dans l'équation 5.13, g représente le nombre d'itérations à l'intérieur de chaque séquence, n est le nombre total de tirages, B est la variance entre les moyennes des q séquences, et W la moyenne de la variance de chaque chaîne de Markov, comme décrit dans Gelman et Rubin (1992). Afin de stopper l'algorithme dès qu'il peut être considéré comme convergent (lorsque $\sqrt{SR} < 1,2$), la différence, pour chaque paramètre, entre la dernière et l'avant dernière évaluation du SR est calculée. Comme suggéré par Vrugt *et al.* (2003), nous avons fixé cette valeur limite à 1.10^{-3} .

Bien qu'ils soient subjectifs, ces critères permettent d'avoir une notion de l'efficacité de l'algorithme dans la résolution du problème posé.

5.4. Incertitudes des données d'entrée de l'algorithme

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la gestion des incertitudes est un sujet critique en hydrologie. En effet, toutes les données utilisées, qu'elles soient obtenues à partir de mesures *in situ* ou d'estimations par satellite, contiennent des erreurs qui peuvent influencer de manière conséquente sur les résultats des études menées. De plus, ces erreurs se propagent lorsque sont utilisés des modèles tels que les modèles pluie/débit. Ainsi, il est nécessaire de prendre en considération ces erreurs afin d'indiquer que les informations que nous considérons comme « vérité » sont en fait inexactes, à un degré qui dépend de l'importance des erreurs.

5.4.1. Incertitudes sur les débits simulés

Les incertitudes sur les débits du modèle ont été obtenues d'après Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a). Elles prennent en compte l'erreur estimée sur le débit à partir de la comparaison avec une station *in situ* et l'erreur estimée sur les précipitations. Les incertitudes sont ajoutées aux Q_{obs} de la façon suivante :

$$Q_{entrée} = Q_{obs} + N(0, \sigma^2) \quad (5.14)$$

Dans l'équation 5.14, Q_{obs} fait référence aux débits simulés par le modèle MGB-IPH, N est une fonction de distribution normale centrée en zéro et d'écart type spécifié par les erreurs estimées par Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a). Ainsi, chaque débit observé, à une date correspondant à une observation altimétrique, possède son erreur associée.

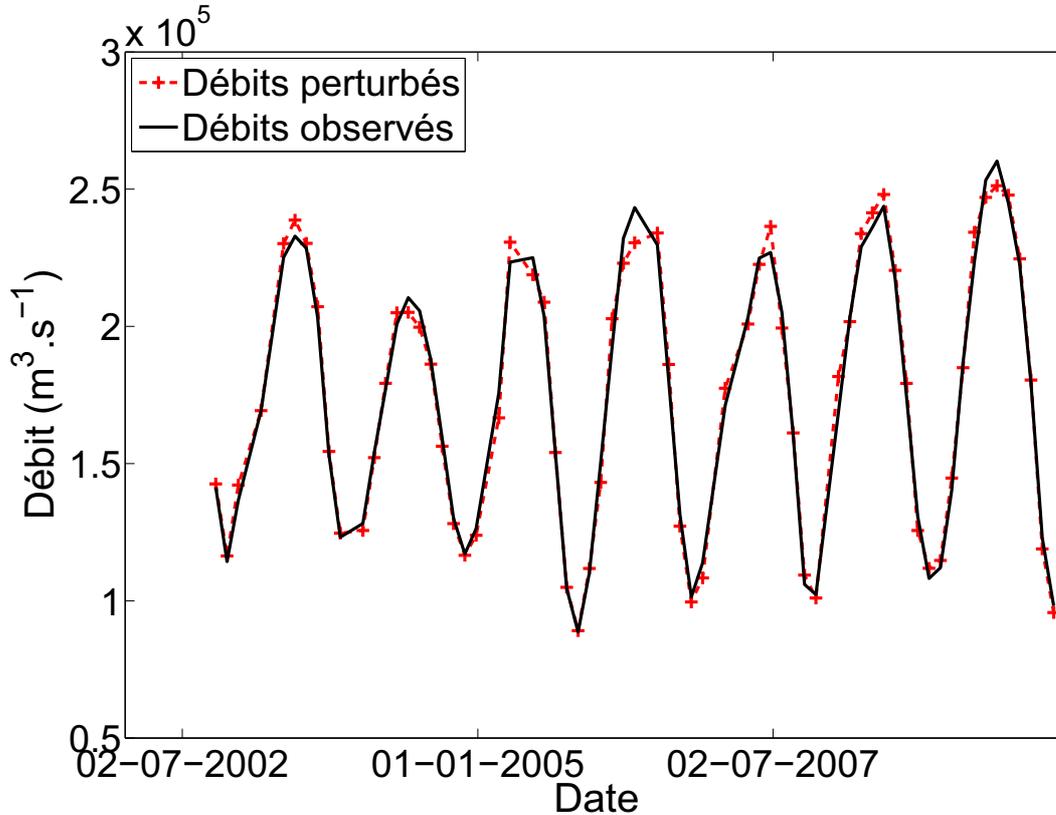


FIGURE 5.9. – Série temporelle de débits (aux dates de données de hauteurs d'eau, voir fig. 5.10)

Nous pouvons constater sur la fig. 5.9 que, l'erreur suivant une loi normale centrée en zéro, la valeur ajoutée au débit peut être négative ou positive. Dans le cas illustré par les fig. 5.9 et 5.10, nous pouvons constater que l'erreur sur les bas débits est inférieure en valeur absolue à celle sur les hauts débits et que ces derniers sont donc plus affectés.

5.4.2. Incertitudes sur les hauteurs d'eau altimétriques

De manière similaire, et afin de prendre en compte les incertitudes sur les séries temporelles de hauteurs d'eau altimétriques, les observations ont été perturbées suivant l'équation :

$$H_{entrée} = H_{altim} + N(0, \sigma^2) \quad (5.15)$$

où H_{altim} sont les hauteurs ENVISAT et Jason-2, $H_{entrée}$ sont les hauteurs perturbées, $\sigma = 0,35$ m et N est une fonction de distribution normale. La valeur de σ dépend de l'erreur sur les données de séries temporelles ENVISAT estimée à 0,35 m par Santos Da Silva *et al.* (2010). La fig. 5.10 montre la manière dont les erreurs influent sur les données d'entrée de l'algorithme (sur une station virtuelle aléatoire).

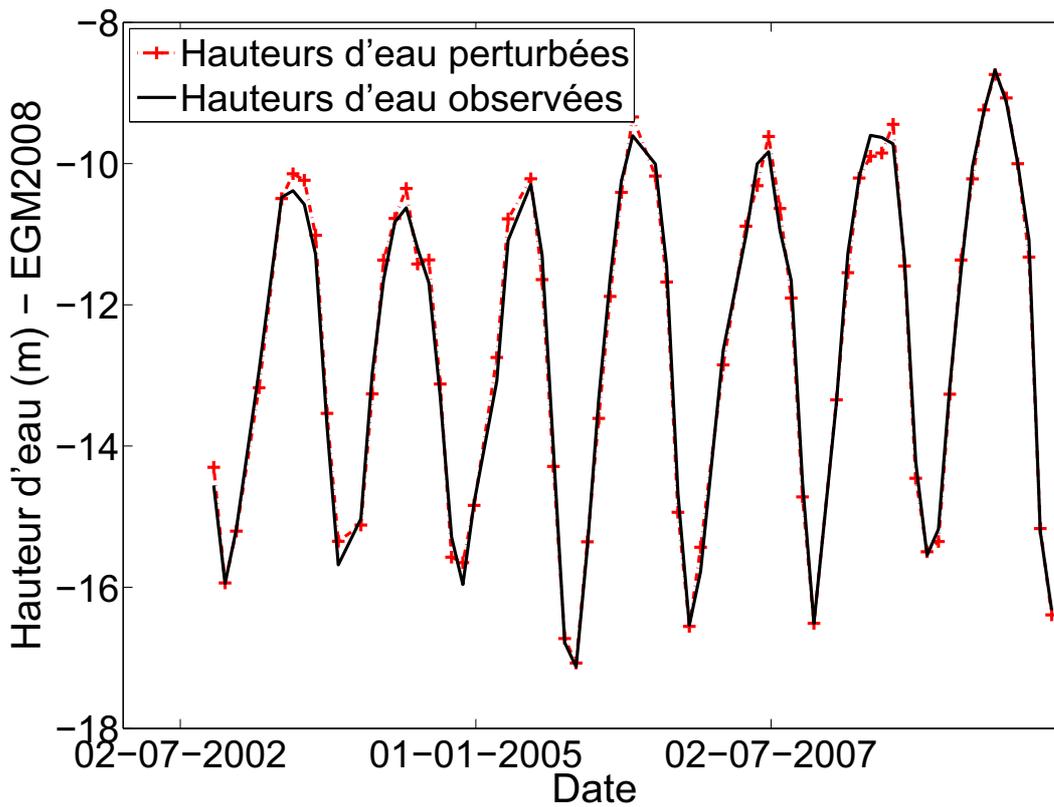


FIGURE 5.10. – Série temporelle de hauteurs d'eau

L'estimation de l'erreur sur les hauteurs se fait là aussi de manière aléatoire au travers d'une loi normale centrée en zéro.

5.5. Populations Cal/Val

Puisqu'une courbe de tarage peut être assimilée à un modèle hydrologique qui détermine le débit à partir de la hauteur d'eau, il est nécessaire, pour étalonner au mieux ce modèle (au travers de l'algorithme d'optimisation), de réserver une partie de l'échantillon disponible à l'étalonnage, et le reste à la validation, cela afin de s'assurer du fonctionnement du modèle en dehors des conditions pour lesquelles il a été optimisé.

La première initiative a été de partager les huit années de données disponibles pour ENVISAT en deux parts inégales, la première de 5 ans (de 2002 à 2007) étant réservée à l'étalonnage et la seconde (de 2008 à 2010) réservée à la validation des courbes de tarage obtenues, comme cela est généralement fait dans les modèles hydrologiques, et comme Getirana et Peters-Lidard (2013) ont procédé pour déterminer les courbes de tarage. Cependant, comme il a été évoqué précédemment, le bassin amazonien a souffert de nombreux événements climatiques ces dernières années, dont deux importants en 2009 et 2010 (respectivement crue et étiage). La méthodologie adoptée n'inclurait donc pas ces deux événements dans la calibration. Or, Petersen-Overleir et Reitan (2009) ont constaté que la mise à l'écart de certains extrêmes lors du calcul de la courbe de tarage peut engendrer sa mauvaise détermination, en plus de limiter sa plage de validité théorique. Par conséquent, il a été décidé de recourir à un autre découpage de la population initiale. Ne pouvant retirer de l'étalonnage une période en particulier, il nous a paru souhaitable d'effectuer un tirage aléatoire d'une partie de cette population qui sera consacrée à la validation de la courbe de tarage obtenue. Restait à déterminer quel pourcentage de la population initiale

5. Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation

Données enlevées	Coefficient		
	<i>a</i>	<i>b</i>	Z_0
10 %	12,5 %	2,5 %	1,5 %
20 %	13 %	3 %	0,5 %
30 %	15 %	2,5 %	2 %
40 %	27 %	6,5 %	2,5 %
50 %	142,5%	6 %	2,5 %

TABLE 5.4. – Distance avec la valeur optimale de chaque paramètre en fonction du tirage (Source : Paris *et al.* (en révision))

sera retiré à ces fins, sans que cela ait une incidence sur le résultat.

Pour déterminer ce pourcentage, nous avons considéré six stations virtuelles représentatives du bassin, avec des débits variant entre environ $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $10\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sans prendre en compte la qualité de leurs courbes de tarage calculées en considérant l'ensemble des couples H/Q. Ces courbes de tarage et leurs paramètres seront pris par la suite comme références afin de quantifier les écarts entre les différents tirages. Les tests effectués ont concerné les incertitudes sur le débit calculé par la courbe de tarage ainsi que sur les paramètres des courbes. Le tableau 5.3 présente les tailles des intervalles de confiance obtenus après avoir enlevé aléatoirement 10 %, puis 20 %, 30 %, 40 % et enfin 50 % de chaque série.

Pourcentage de paires enlevées	Bas débits	Hauts débits	Coefficient		
			<i>a</i>	<i>b</i>	Z_0
10	±11 %	±22,5 %	±1,15	±0,3	±0,05
20	±12,5 %	±24,5 %	±6,7	±0,85	±0,35
30	±13 %	±35 %	±12,75	±2,2	±0,45
40	±15,5 %	±34,5 %	±24,5	±6,5	±1,35
50	±14,5 %	±29,5 %	±16,1	±3,7	±0,8

TABLE 5.3. – Taille des intervalles de confiance en fonction du tirage (Source : Paris *et al.* (en révision))

Dans le tableau 5.3, il est possible de voir que l'amplitude de l'intervalle de confiance varie fortement en fonction de la station virtuelle considérée. Cependant, une tendance peut être constatée en fonction de la quantité de paires H/Q enlevées : les meilleures solutions sont celles pour lesquelles ont été soustraits 10 % et 20 % de la population initiale, avec un avantage pour celle à 10 %. Les solutions à 30 % et 40 % sont les pires, alors que celle à 50 % semble illustrer une amélioration des résultats. Cette amélioration apparente est uniquement due au fait que la diminution importante de la quantité de couples H/Q facilite le calcul d'une courbe passant au mieux dans le nuage de points. Si l'on compare la valeur des paramètres obtenus pour chaque tirage et chaque SV à celle obtenue avec la série complète (donc à la valeur « vraie »), comme illustré dans le tableau 5.4, la même constatation peut être faite, avec des performances similaires entre les solutions à 10 % et 20 % de paires retirées.

Afin de garantir un nombre suffisant de couples dans chaque population, certaines séries ne comportant qu'une cinquantaine de couples, nous avons choisi, entre les deux meilleures solutions, de réserver 80 % des paires H/Q à l'étalonnage de la courbe de tarage, et les 20 % restants à des fins de validation.

5.6. Indicateurs de performance

Afin d'apporter un éclairage quantitatif sur la qualité des courbes de tarage, et donc sur la capacité du modèle et de l'algorithme à identifier une relation correcte, nous avons choisi deux indicateurs classiques en hydrologie, le coefficient de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) et l'erreur quadratique moyenne normalisée. Il faut noter qu'une évaluation ne pourra être considérée complète qu'en couplant ces indicateurs aux aspects qualitatifs, à savoir l'étude des coefficients obtenus par la méthode.

5.6.1. Coefficient de Nash-Sutcliffe

Le premier indicateur de qualité utilisé est le coefficient de Nash-Sutcliffe (E_{NS} dans la suite du texte). Largement utilisé en hydrologie, il indique la capacité du modèle, en l'occurrence la courbe de tarage, à reproduire la variation des débits observés (ici les débits simulés par le modèle MGB-IPH).

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum(Q_m - Q_{ct})^2}{\sum(Q_m - \bar{Q}_m)^2} \quad (5.16)$$

où Q_m est le débit observé utilisé en entrée du modèle (soit, pour nous, le débit simulé de sortie du MGB-IPH), Q_{ct} le débit modélisé (soit le débit calculé à partir des hauteurs d'eau via la courbe de tarage) et \bar{Q}_m la moyenne des débits observés.

Par définition, le E_{NS} varie entre $-\infty$ et 1, $E_{NS} = 1$ étant le meilleur résultat possible ($Q_{ct} = Q_m$). Lorsque $E_{NS} = 0$, l'utilisation du modèle équivaut à l'utilisation, pour chaque date, de la moyenne des observations.

5.6.2. NRMSE

L'erreur quadratique moyenne est un autre indicateur permettant d'évaluer la qualité des courbes de tarage obtenues. Il s'exprime comme suit :

$$NRMSE = 100 \times \frac{\sqrt{\frac{(Q_m - Q_{ct})^2}{n}}}{Q_{mmax} - Q_{mmin}} \quad (5.17)$$

où n est le nombre d'observations, et Q_{mmax} et Q_{mmin} respectivement les valeurs maximales et minimales observées. La normalisation par la gamme de valeurs se fait afin de pouvoir comparer des modèles à différentes échelles, à savoir ici des courbes de tarage calculées pour des stations virtuelles pour lesquelles les débits vont de quelques dizaines à plusieurs centaines de milliers de mètres cubes par seconde.

5.7. Conclusions

La détermination d'une courbe de tarage est un exercice périlleux et dépend de la qualité des observations *in situ* (débits, hauteurs, sections, etc.). Nous avons vu que lorsque les données *in situ* ne sont pas disponibles, les courbes de tarage estimées à partir d'observations satellitaires sont une alternative efficace aux courbes de tarage *in situ*. Cependant, les méthodes utilisées actuellement pour estimer ces courbes de tarage altimétriques ne sont que partiellement satisfaisantes, car elles ne permettent pas de faire le lien entre réalité du terrain et paramètres du modèle mathématique. De plus, les fortes incertitudes qui accompagnent débits et hauteurs d'eau doivent être prises en compte dans la détermination des courbes de tarage, sinon le risque de déboucher sur des estimations biaisées est loin d'être négligeable. Étant capable à la fois d'optimiser le modèle hydrologique qu'est la courbe de tarage et de gérer les incertitudes sur les coefficients

5. Courbes de tarage et algorithmes d'optimisation

estimés, le SCEM-UA doit nous permettre de mener à bien nos objectifs. Des incertitudes découlera également l'incertitude sur l'estimation du débit au travers de la courbe de tarage pour une hauteur donnée.

Nous avons également montré dans ce chapitre de quelle manière ont été choisis les paramètres et les configurations de l'algorithme, notamment pour ce qui est de la fonction objectif et de la convergence. De manière générale nous avons suivi ici les recommandations des auteurs. Nous avons aussi exposé de quelle façon a été fait le découpage des populations de couples H/Q pour constituer les deux sous-populations Cal/Val. Enfin, nous avons défini les deux indicateurs qui nous permettront d'évaluer la qualité des courbes de tarage obtenues par application de la méthodologie. Une fois tous ces paramètres définis, nous avons pu mettre en pratique la méthodologie sur les stations virtuelles présentées en fig. 4.17. Nous exposerons dans la partie suivante les résultats de cette méthodologie.

Deuxième partie

Résultats

Dans cette partie, nous présenterons les résultats de la méthodologie décrite ci-dessus. Ils seront organisés en deux chapitres, chacun abordant un aspect donné des résultats : l'analyse quantitative et l'analyse qualitative. Pour l'aspect quantitatif, l' E_{NS} et le $NRMSE$ sont calculés entre les débits obtenus au travers de la courbe de tarage et ceux fournis par le modèle ou par les stations *in situ*. Cette partie sera composée des chapitres suivants :

- Chapitre 6, « Résultats quantitatifs », dans lequel nous exposerons les résultats au travers des indicateurs de qualité évoqués chapitre 5 et des critères de convergence.
- Chapitre 7, « Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage », dans lequel nous analyserons les courbes de tarage vis-à-vis des paramètres a , b et Z_0 obtenus et au regard du sens physique sous-jacent à l'équation de la courbe de tarage.

6. Résultats quantitatifs

Nous nous attacherons dans cette partie à évaluer la qualité des courbes de tarage obtenues par les indicateurs de performance présentés ci-dessus. Un total de 920 courbes de tarage (CT) ont été calculées au travers de l'algorithme précédemment présenté. Pour chaque courbe sont obtenus les indicateurs de performance, ainsi que les valeurs des meilleurs paramètres et leurs écarts types et modules. Ces informations permettent de calculer par la suite les intervalles de confiance du débit calculé par la courbe de tarage, que nous évoquerons dans une prochaine section. De ces 920 CT, 711 utilisent les cotes provenant de la mission ENVISAT, et 209 utilisent les données de la mission Jason-2. Dans les deux cas, les plages temporelles disponibles (2002-2010 pour ENVISAT et 2009-2010 pour Jason-2) comportent environ 70 mesures de hauteur altimétrique, donc autant de couples H/Q qui seront utilisés pour la calibration ou la validation de la courbe selon le découpage présenté auparavant. Une fois les courbes de tarage calculées, les débits estimés à partir de celles-ci sont comparés aux débits du modèle MGB-IPH ou aux débits *in situ* via les indicateurs de qualité présentés précédemment.

6.1. Convergence de l'algorithme

Suite à l'optimisation des 920 courbes de tarage, nous nous sommes penché sur l'étude de la convergence de l'algorithme dans chaque cas. Les cas peuvent être séparés en plusieurs catégories, selon qu'il y a eu convergence ou non, et si elle a été rapide ou lente. Un premier résultat notable est que la technique exposée ci-dessus garantit une convergence à chaque SV, tandis que Getirana *et al.* (2009) présentaient des problèmes pour plus de 25 % des SV.

En ce qui concerne le nombre final de générations, il ne semble pas y avoir de corrélation significative entre la qualité de la courbe de tarage et le temps nécessaire pour que l'algorithme stoppe. De même, lorsque l'on analyse le critère SR en lieu et place du nombre de générations, nous constatons que là non plus il ne semble pas y avoir de corrélation significative, comme le montre la fig. 6.1.

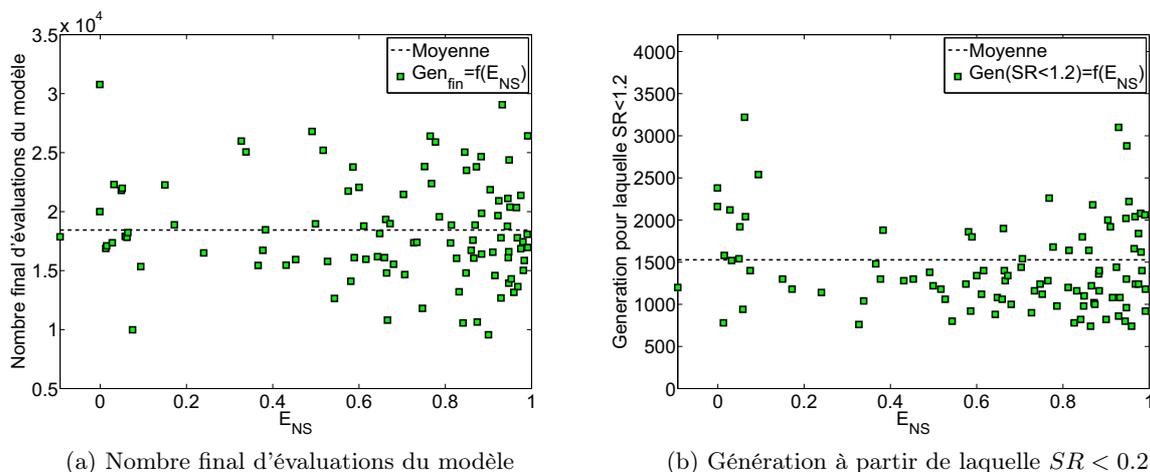


FIGURE 6.1. – Statistiques de convergence pour un échantillon aléatoire de 100 stations virtuelles

La fig. 6.1 montre la relation entre l' E_{NS} et le nombre d'évaluations du modèle ainsi qu'entre

l' E_{NS} et la première génération pour laquelle le modèle a été déclaré convergent. Cette information n'ayant pas été déterminée initialement nous avons sélectionné aléatoirement 100 SV pour effectuer ce test. La fig. 6.1 montre que la rapidité de convergence du modèle ne dépend pas de la qualité de la courbe de tarage.

6.2. Comparaison avec les débits modélisés

L'évaluation de la qualité de l'ajustement sera faite ici par comparaison entre les débits fournis par le modèle et les débits calculés à partir des cotes altimétriques au travers des courbes de tarage, que cela soit pour les couples d'étalonnage ou de validation. En outre, seront présentés dans ce paragraphe les informations sur le coefficient de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) et sur le $NRMSE$ pour toutes les courbes de tarage calculées, non seulement en nous intéressant à leurs valeurs mais aussi à leur répartition géographique dans le bassin.

6.2.1. Coefficient de Nash-Sutcliffe

Le tableau 6.1 présente les valeurs du coefficient de Nash-Sutcliffe pour les populations Cal/Val sur l'ensemble du bassin.

	<i>Étalonnage</i>	<i>Validation</i>
<i>Moyenne</i>	0,70	0,68
<i>1er quartile</i>	0,57	0,56
<i>Médiane</i>	0,81	0,81
<i>2e quartile</i>	0,91	0,91

TABLE 6.1. – Principales valeurs caractéristiques du coefficient de Nash-Sutcliffe (E_{NS}) entre les débits modélisés et les débits calculés (Source : Paris *et al.* (en révision))

Nous pouvons tout d'abord constater que les résultats de la validation (calculés à partir des 20 % des couples H/Q retirés de la phase d'optimisation) sont similaires à ceux de l'étalonnage (résultant de la comparaison entre les débits du MGB-IPH et les débits calculés par la courbe de tarage optimisée sur 80 % des paires). Comme on peut le constater dans le tableau 6.1, l'ensemble des courbes de tarage présentent des valeurs de E_{NS} satisfaisantes, avec la moitié au-dessus de 0,81 et un quart au-dessus de 0,91, pour une valeur moyenne de 0,70. Si l'on ne considère que les biefs ayant un débit moyen supérieur à 1 000 m³.s⁻¹, la moyenne passe à 0,73, montrant que ce sont principalement de petits affluents qui posent problème.

	<i>Étalonnage</i>	<i>Validation</i>
<i>Amazone</i>	0,91	0,93
<i>Madeira</i>	0,92	0,93
<i>Negro</i>	0,75	0,68
<i>Purus</i>	0,75	0,75
<i>Solimões</i>	0,91	0,92
<i>Tapajos</i>	0,77	0,75
<i>Xingu</i>	0,80	0,70
<i>Caqueta et Putumayo</i>	0,14	0,10

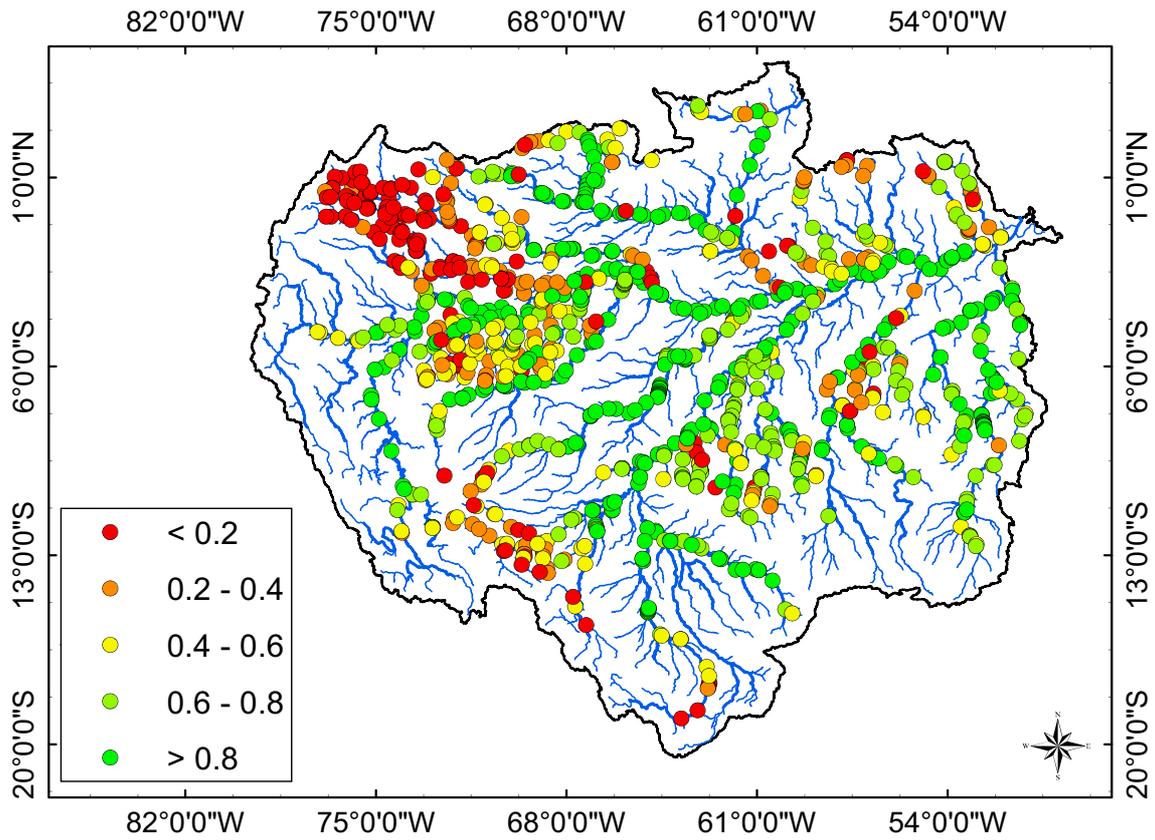
TABLE 6.2. – E_{NS} moyen pour les courbes de tarage des principaux affluents de l'Amazone et du cours principal (Source : Paris *et al.* (en révision))

Pour les principaux affluents de l'Amazone, le constat est le même, les moyennes le long de ces derniers variant de 0,75 à 0,92 et de 0,68 à 0,93, respectivement pour l'étalonnage et la

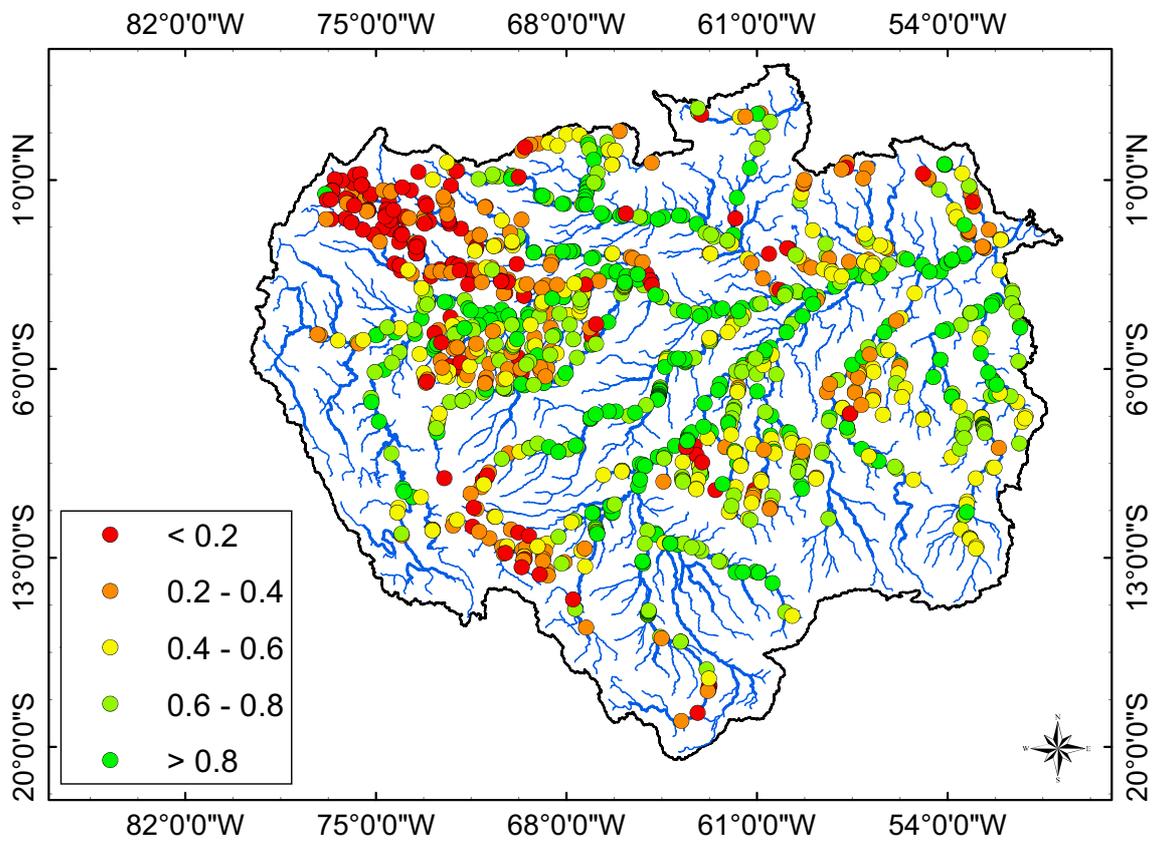
6. Résultats quantitatifs

validation. Cependant, certains sous-bassins présentent des résultats très inférieurs, comme c'est le cas des bassins du Caqueta-Japura et du Putumayo (voir tableau 6.2). Cette constatation est confirmée par l'analyse de la fig. 6.2, où l'on remarque clairement ces deux bassins dans la partie préandine ouest du bassin amazonien. Ces cas seront discutés plus en détail dans le chapitre 12.

6. Résultats quantitatifs



(a) Étalonnage



(b) Validation

FIGURE 6.2. – Valeurs du coefficient de Nash-Sutcliffe obtenues entre les débits du modèle MGB-IPH et les débits calculés par la courbe de tarage pour les sous-populations d'éta-lonnage (a) et de validation (b)

6. Résultats quantitatifs

	<i>Étalonnage</i>	<i>Validation</i>
<i>Amazone</i>	7,5	7,2
<i>Madeira</i>	7,6	6,9
<i>Negro</i>	10,1	11,7
<i>Purus</i>	6,4	10,8
<i>Solimões</i>	6,4	7,2
<i>Tapajos</i>	11,0	12,4
<i>Xingu</i>	9,0	10,2
<i>Caqueta et Putumayo</i>	18,2	19,3

TABLE 6.4. – *NRMSE* moyen pour les courbes de tarage des principaux affluents de l'Amazone et du cours principal (Source : Paris *et al.* (en révision))

Outre ces deux sous-bassins, la fig. 6.2 montre également nettement des disparités de E_{NS} le long des fleuves. Alors que les résultats sont bons pour la plupart de ces derniers loin des extrémités, les stations virtuelles les plus en amont et celles les plus proches de la confluence avec l'Amazone ont obtenu des résultats très inférieurs. Nous étudierons l'origine de cette baisse de qualité et les solutions qui nous permettraient de résoudre ces problèmes dans le chapitre 11.

6.2.2. Erreur quadratique moyenne

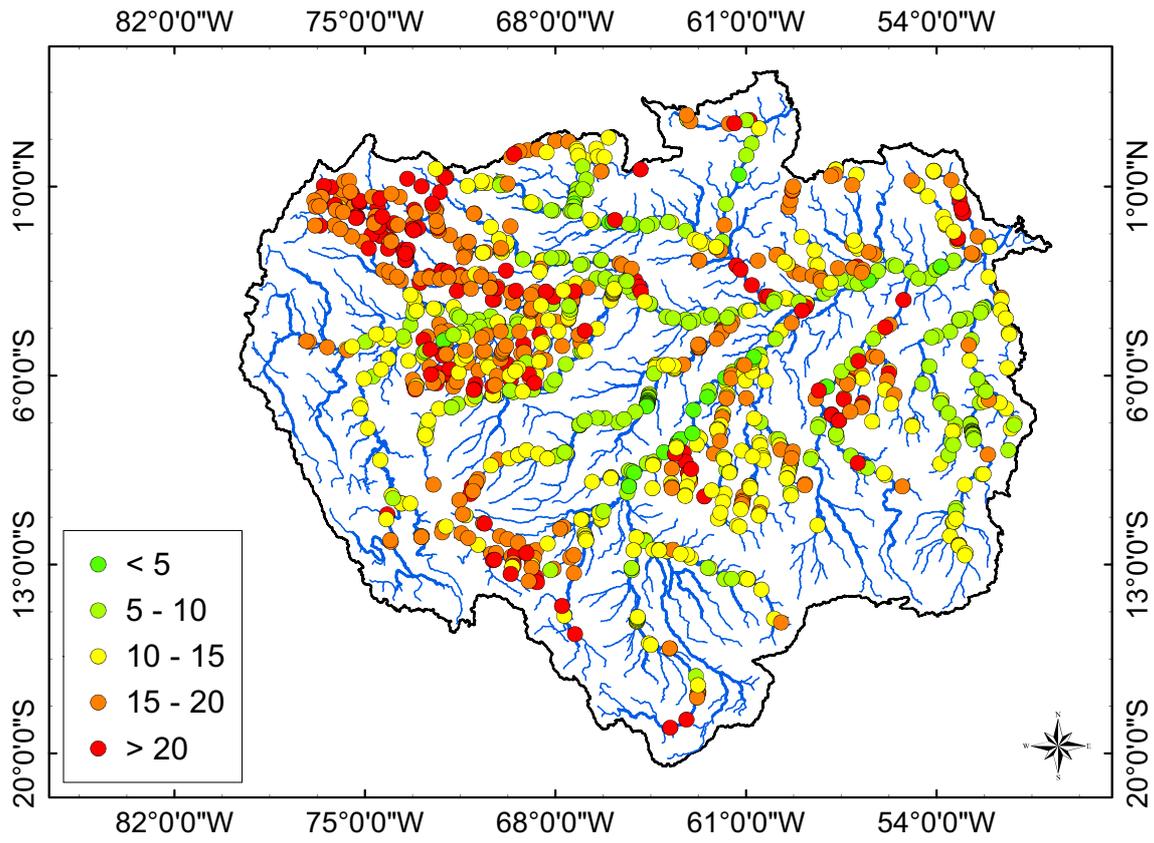
Comme le montrent les tableaux 6.3 et 6.4, ainsi que la fig. 6.3, le *NRMSE* présente un comportement en tout point similaire à l' E_{NS} .

	<i>Étalonnage</i>	<i>Validation</i>
<i>Moyenne</i>	9,6	10,6
<i>1er quartile</i>	11,8	12,7
<i>Médiane</i>	8,9	9,9
<i>2e quartile</i>	6,7	7,0

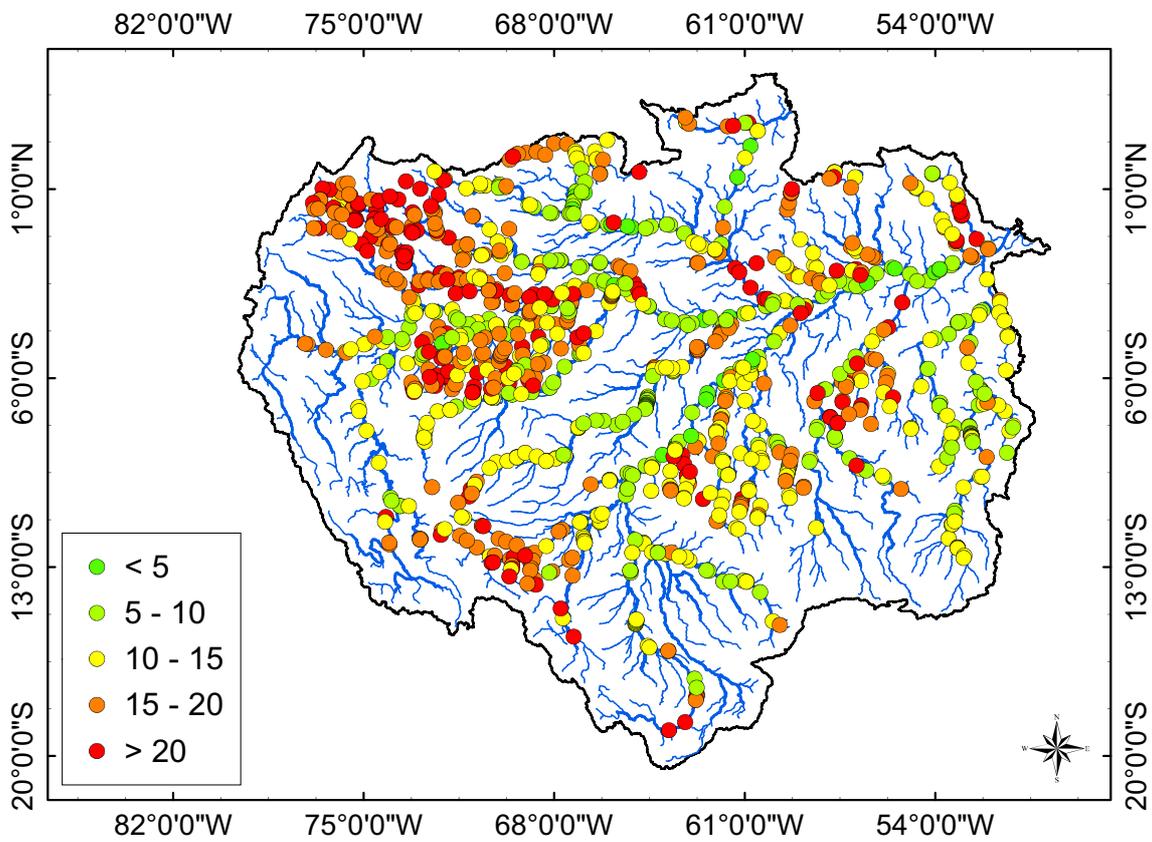
TABLE 6.3. – Principales valeurs caractéristiques du *NRMSE* (en %) entre les débits modélisés et les débits calculés (Source : Paris *et al.* (en révision))

Ainsi, le *NRMSE* moyen obtenu pour l'ensemble des stations virtuelles est de 9,6 % pour l'étalonnage et de 10,6 % pour la validation, valeurs considérées bonnes. Les fleuves Japura-Caqueta et Putumayo ont une nouvelle fois obtenu des scores médiocres, avec 18,2 % pour l'étalonnage et 19,3 % pour la validation.

6. Résultats quantitatifs



(a) Étalonnage



(b) Validation

FIGURE 6.3. – Valeurs du $NRMSE$ obtenues entre les débits du modèle MGB-IPH et les débits calculés par la courbe de tarage pour les sous-populations d'étalonnage (a) et de validation (b)

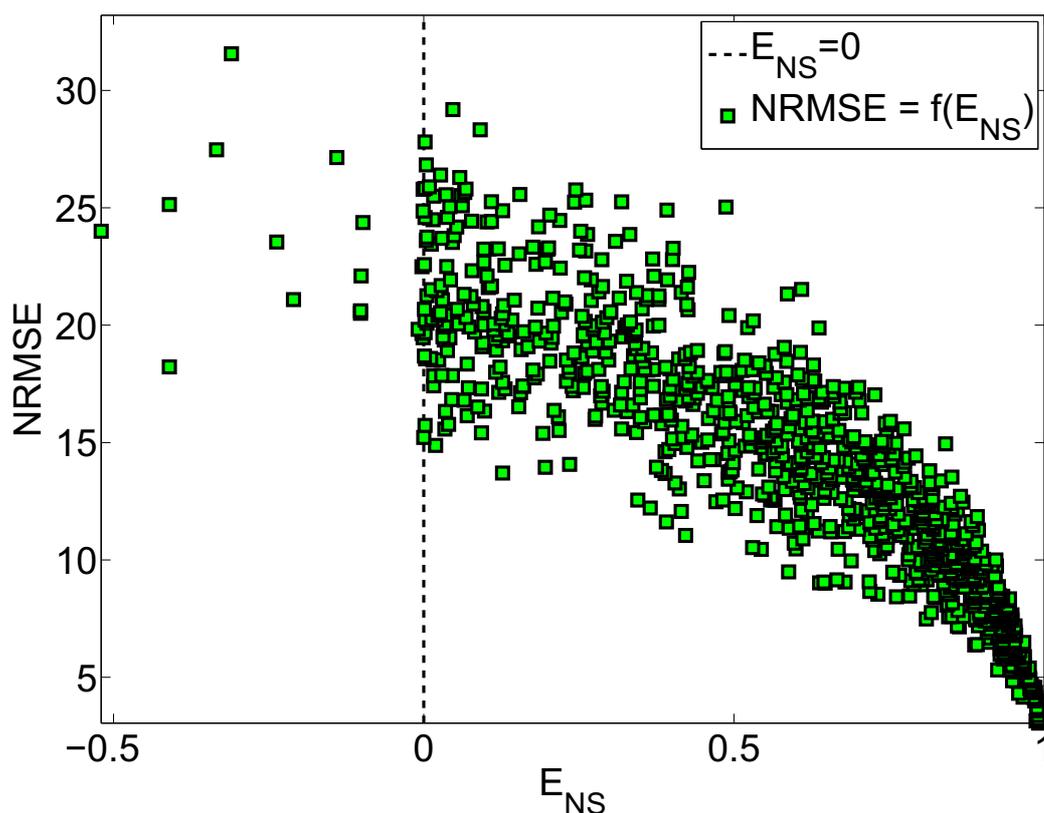


FIGURE 6.4. – Corrélation entre E_{NS} et $NRMSE$ pour l'ensemble des stations virtuelles et pour la sous-population d'étalonnage

Nous constatons sur la fig. 6.4 que le $NRMSE$ et l' E_{NS} sont fortement corrélés, et que la dispersion augmente à mesure que l' E_{NS} diminue. Ainsi, pour un E_{NS} nul, ce qui revient à dire que l'utilisation du débit calculé au travers de la courbe de tarage n'est pas une meilleure solution que l'utilisation de la moyenne des débits observés, le $NRMSE$ varie entre 18 % et 30 % environ. Pour un E_{NS} de 0,90, le $NRMSE$ ne varie qu'entre 7 % et 9,5 %. Un autre comportement remarquable qui peut être constaté est la tendance que montre notre méthodologie à être au moins équivalente à l'utilisation de la moyenne, comme illustré par la forte concentration des mauvaises CT dans la zone ayant un E_{NS} proche de zéro tout en lui étant supérieur.

6.3. Validation avec des données *in situ*

Bien que les débits aient été obtenus en utilisant des techniques d'assimilation de données *in situ*, il est important de vérifier la cohérence des débits calculés avec les débits fournis aux stations de jaugeage. Nous avons pour cela considéré 51 stations *in situ* pour lesquelles des débits étaient disponibles sur la période de disponibilité d'informations de hauteur d'eau. Les séries de débits ont été téléchargées sur le site internet de l'ANA. Nous avons ensuite calculé le débit associé à chaque donnée de hauteur d'eau altimétrique via la courbe de tarage précédemment déterminée, et comparé ce Q_{calc} au Q_{insitu} . Les résultats de ces comparaisons sont illustrés fig. 6.5. À noter que les stations virtuelles et les stations *in situ* n'ayant aucune raison d'être exactement superposées, nous avons considéré comme comparables les stations qui appartiennent au même sous-bassin.

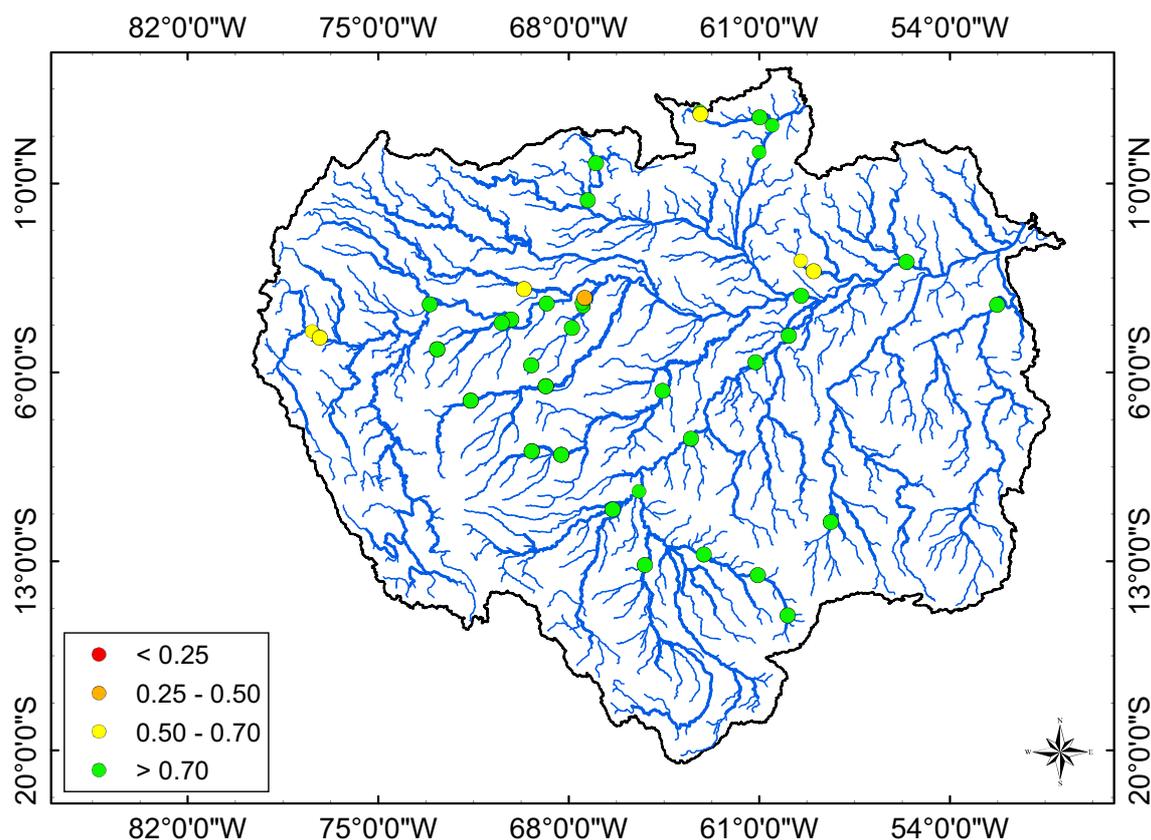


FIGURE 6.5. – Valeur du coefficient de Nash-Sutcliffe entre les débits calculés et ceux observés aux stations *in situ*. 37 SV ENVISAT et 14 SV Jason-2 ont été utilisées pour ces comparaisons

Comme nous pouvons le constater sur la fig. 6.5, la comparaison entre les débits *in situ* et les débits calculés a donné des indicateurs de qualité très élevés (grande majorité de points verts identifiant un E_{NS} supérieur à 0,70). La moyenne de l' E_{NS} est de 0,77 pour les 37 SV ENVISAT et de 0,85 pour les 14 SV Jason-2, et celle du $NRMSE$ est respectivement de 11,4 % et 8,6 %. De plus, toutes les stations virtuelles ayant obtenu des indicateurs de qualité élevés lors des étapes d'étalonnage et de validation à partir des débits modélisés présentent à nouveau des indicateurs de qualité élevés avec ce test.

6.4. Conclusions

Nous avons montré que les courbes de tarage ont, dans leur ensemble, obtenu de très bons indicateurs de qualité et n'ont pas présenté de problèmes de convergence. Les populations d'étalonnage et de validation ont obtenu des scores similaires, montrant que le découpage initial était adéquat. La distribution aléatoire des couples H/Q dans une population ou dans une autre semble donc assurer la correcte répartition des crues, étiages ou années exceptionnelles.

La détermination de l' E_{NS} entre les débits calculés au travers de la courbe de tarage à partir de l'altimétrie et les débits simulés par le modèle, a abouti à un E_{NS} moyen de 0,70. Les principales zones pour lesquelles nous avons constaté une diminution de l' E_{NS} sont des zones où il est notoirement difficile d'obtenir une bonne modélisation, comme les tronçons les plus en amont des fleuves et les bassins au nord-ouest du bassin amazonien pour lesquels l'absence de données *in situ* et la faible qualité des champs de pluie posent problème. C'est par exemple le cas des bassins du Japura-Caqueta et de l'Iça. Un comportement similaire a été observé pour le $NRMSE$. De plus, nous avons mis en évidence certaines zones, telles les zones de confluence

6. Résultats quantitatifs

avec l'Amazone, qui ont donné des résultats moins bons que ceux attendus. Il sera indispensable, dans la suite de notre étude, d'analyser les raisons de cette perte de qualité et de discuter des solutions envisageables pour y remédier.

Comparés à des séries de débits *in situ*, les débits estimés par la courbe de tarage, ayant obtenu des indicateurs de qualité élevés, se sont révélés, une fois de plus, être pertinents. Si une telle conclusion était attendue, étant donné que les Q_{obs} ont été obtenus par modélisation couplée à un schéma d'assimilation de données, elle conforte néanmoins les conclusions des comparaisons entre Q_{calc} et Q_{obs} .

Si la méthodologie s'est globalement bien comportée au regard du Q_{obs} qui, rappelons-le, est le débit issu du modèle MGB-IPH, comme au regard du Q_{insitu} , cela ne suffit pas à conclure que celle-ci a répondu à nos attentes. En effet, certaines études précédentes, telles que Getirana et Peters-Lidard (2013), bien qu'appliquées à des bases de données plus restreintes et s'appuyant sur une méthodologie différente, avaient déjà démontré la possibilité d'obtenir des courbes de tarage de relativement bonne qualité en de nombreux endroits du bassin. Ainsi, la cohérence des courbes de tarage obtenues devra également être testée au regard des propriétés qui peuvent être déduites de leurs paramètres, paramètres qui devront être cohérents par rapport aux considérations initiales.

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

Dans cette section, nous nous attacherons à décrire les résultats de la méthodologie quant aux paramètres des courbes de tarage. Si l'estimation correcte des débits est un point important, la méthodologie doit aussi nous donner la possibilité d'utiliser la physique sous-jacente aux coefficients associés aux courbes de tarage. Nous analyserons ici la répartition spatiale des coefficients et leur distribution à l'intérieur de leurs intervalles respectifs.

7.1. Coefficients «*a*» et «*b*»

Nous présentons ci-dessous la répartition géographique des coefficients «*a*» et «*b*» de la courbe de tarage. Comme nous l'avons évoqué chapitre 5, ces deux paramètres possèdent des bornes que nous avons considérées comme cohérentes avec la physique incluse dans la formulation de la courbe de tarage. La distribution des paramètres à l'intérieur de leurs intervalles respectifs ainsi que la distribution spatiale sont des indicateurs importants de cohérence des courbes de tarage calculées. Par exemple, nous nous attendons à ce que les valeurs des deux coefficients «*a*» et «*b*» varient de manière relativement régulière le long d'un fleuve, sans présenter de grandes fluctuations, ni en tendance ni en valeur absolue. Si de telles fluctuations étaient détectées elles seraient à analyser.

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

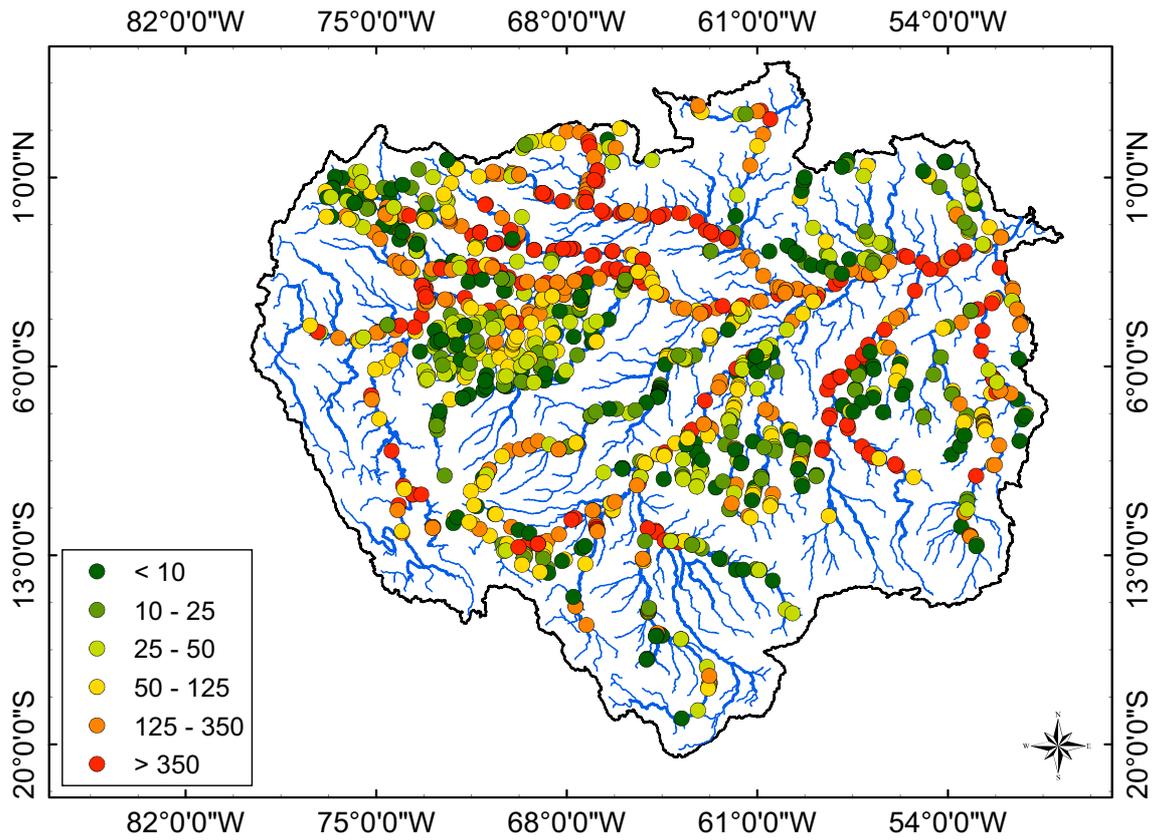


FIGURE 7.1. – Répartition géographique du coefficient “a”

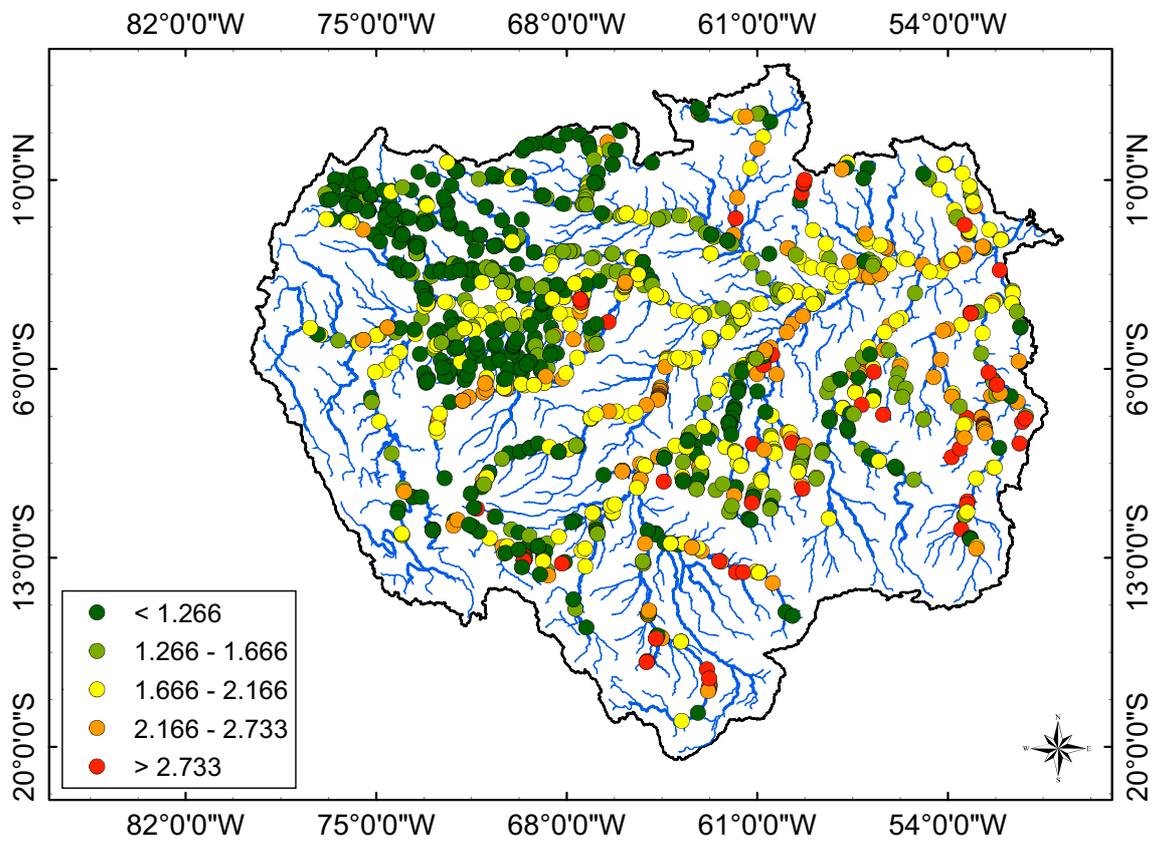


FIGURE 7.2. – Répartition géographique du coefficient “b”

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

Nous pouvons constater sur les fig. 7.1 et 7.2 que, de manière générale, les variations des coefficients « a » et « b » le long des fleuves semblent cohérentes. Ainsi, l'Amazone et le Solimões présentent un coefficient « a » élevé (couleurs orange et rouge) et un coefficient « b » moyen (couleurs jaune et vert clair) quasiment sur toute leur extension, à l'exception des SV les plus en aval qui voient leur coefficient « b » augmenter (couleur orange). Le coefficient « b » du Negro est majoritairement bas (couleurs vert foncé, clair et jaune) alors que le coefficient multiplicatif « a » est haut (couleurs rouge et orange), tout comme les Japura et Iça. Les SV des fleuves de la rive droite (Jurua, Purus, Madeira, Tapajos et Xingu) ont pour la plupart un « b » élevé (couleurs jaune et orange majoritaires), associé à un « a » haut (Madeira, Tapajos et Xingu) ou bas (Jurua, Xingu).

	Coefficient	
	« a »	« b »
25e centile	17	1,05
Médiane	56	1,58
Moyenne	170	1,63
75e centile	193	1,99

TABLE 7.1. – Statistiques des coefficients « a » et « b » pour l'ensemble des courbes de tarage utilisées dans notre étude

Les grandeurs caractéristiques de ces deux coefficients sont présentées dans le tableau 7.1. Nous pouvons y voir que dans leur grande majorité, les SV ont obtenu un coefficient « a » situé dans la partie inférieure de l'intervalle (le 75e centile étant de 193), montrant que la valeur limite de l'intervalle semble adéquate pour les SV considérées. En ce qui concerne le coefficient « b », la moyenne est très proche de la valeur de $5/3$ issue de l'équation de Manning. La valeur du 25e centile semble cependant indiquer que de nombreuses SV ont présenté un coefficient « b » proche de 1. Si l'on se penche sur la fig. 7.2, nous pouvons constater que de nombreuses SV ayant un « b » inférieur à 1,266 se situent dans les bassins du Japura et de l'Iça. Or, il est possible de voir fig. 6.2 que les courbes de tarage sur ces deux bassins sont de qualité médiocre. Nous pouvons donc raisonnablement attribuer une partie de ces très bas coefficients aux SV pour lesquelles un problème a été détecté, ce problème étant, dans le cas du Japura et de l'Iça, dû à une modélisation inadéquate des débits. Cependant, de nombreuses SV ayant obtenu un coefficient « b » dans la partie inférieure de l'intervalle ont également obtenu de hauts indicateurs de qualité. C'est par exemple le cas du haut Purus, du haut Tapajos, du haut Negro, du Uaupes ou encore du Marmelo. Pour de telles SV, la valeur basse du coefficient « b » est donc due à d'autres facteurs que la mauvaise qualité des débits.

Si l'on considère l'exemple du Purus, il est clair que les deux coefficients subissent, au long du cours d'eau, des altérations inverses. En effet, si le coefficient « b » est supérieur à 1,666 près de la confluence, sa valeur chute plus en amont. Le coefficient « a » montre une évolution contraire, avec des valeurs basses sur la partie aval du fleuve et des valeurs plus élevées sur la partie amont.

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

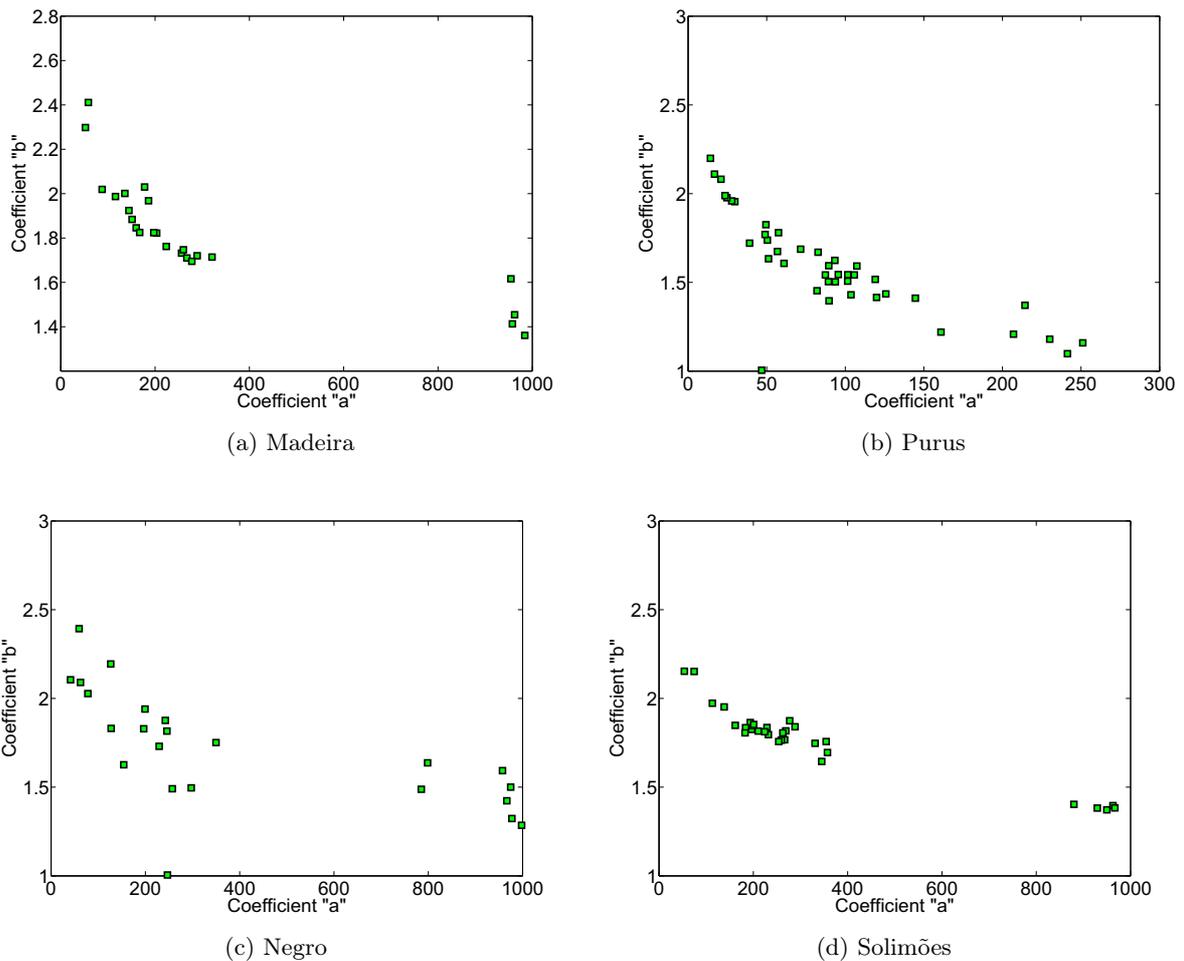


FIGURE 7.3. – Relations le long des fleuves entre les coefficients « a » et « b » de la courbe de tarage

Nous constatons sur la fig. 7.3 l'existence nette d'une relation monotone entre les coefficients « a » et « b » des courbes de tarage le long d'un fleuve. Les principaux cours d'eau du bassin amazonien ont présenté ce comportement. Nous verrons par la suite les implications de l'existence d'une telle loi entre les différentes stations virtuelles d'un même fleuve.

7.2. Coefficient « Z_0 »

Si les coefficients « a » et « b » sont à première vue difficiles d'interprétation, il n'en est pas de même pour le coefficient « Z_0 ». En effet, ce dernier est directement lié à la hauteur d'eau altimétrique et transforme cette dernière en profondeur d'eau pour le calcul du débit. Il représente donc l'altitude du fond du fleuve, en considérant que la section considérée est à fond régulier.

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

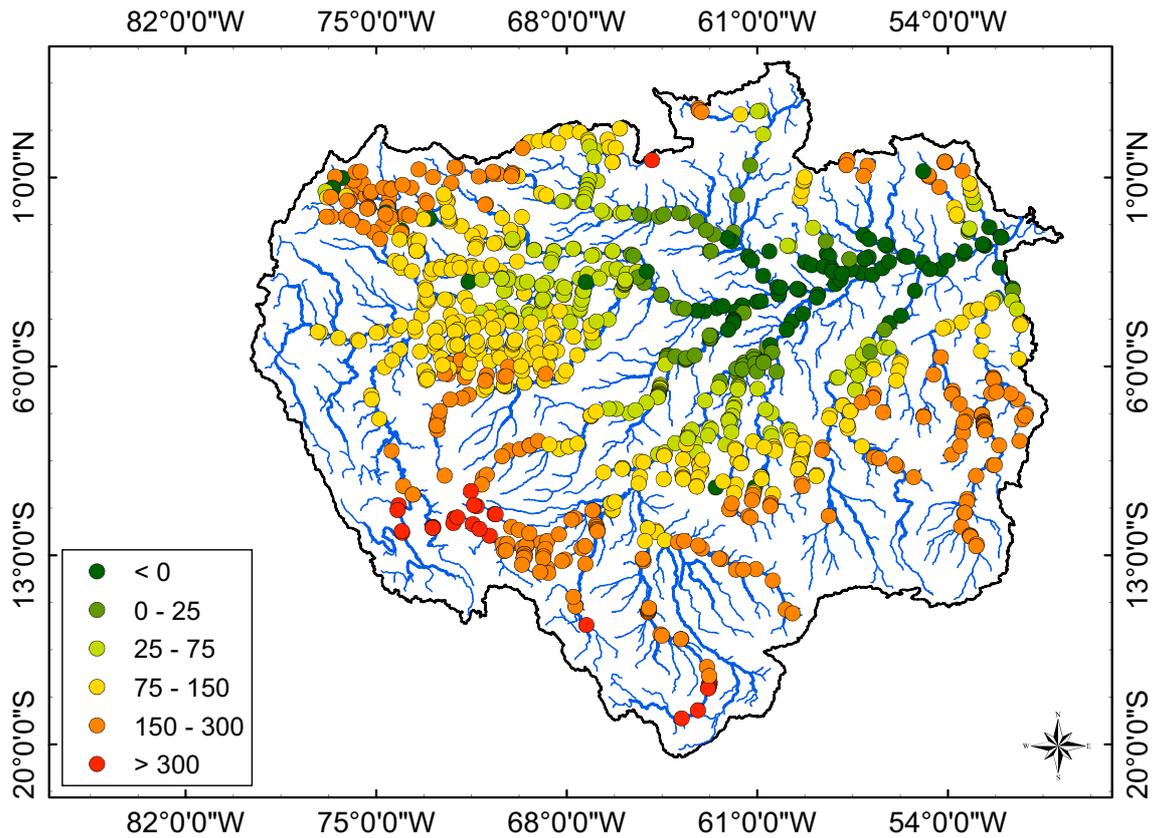


FIGURE 7.4. – Répartition géographique du coefficient « Z_0 » (en mètres par rapport à l'ellipsoïde WGS84)

La fig. 7.4 illustre les valeurs prises par le coefficient « Z_0 » pour l'ensemble des stations virtuelles. La première constatation est que d'une manière générale, le coefficient « Z_0 » estimé par la méthodologie est cohérent avec la réalité du terrain, à savoir des élévations du fond du fleuve inférieures au niveau de l'océan près de l'embouchure et des valeurs plus élevées à mesure que l'on s'en éloigne. Les plus hautes valeurs atteintes sont localisées dans la partie sud-ouest du bassin, avec par exemple les fleuves Grande et Manu (affluents respectivement du Mamore et du Madre-de-Dios, eux-mêmes affluents du Madeira) en Bolivie dont les « Z_0 » culminent à 420 et à 470 mètres, et le Perene-Tambo (considéré par beaucoup comme la source de l'Amazone) dont le fond culmine à plus de 500 mètres.

Nous pouvons également constater que la tendance le long des fleuves semble monotone dans son ensemble. Seules quelques stations virtuelles présentent un « Z_0 » inférieur à celui des stations aval les plus proches, comme par exemple certaines SV du bassin du Japura. Dans ces cas, la mauvaise estimation du « Z_0 » est due à une mauvaise modélisation des débits conduisant à des valeurs incohérentes, bien qu'à l'intérieur de l'intervalle.

À partir du coefficient « Z_0 » estimé par l'algorithme d'optimisation, il est aisé de calculer la profondeur moyenne à la SV considérée, en utilisant pour cela l'équation $\bar{D} = \bar{H} - Z_0$, où \bar{H} est la moyenne des cotes altimétriques. Les profondeurs moyennes obtenues sont montrées dans la fig. 7.5.

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

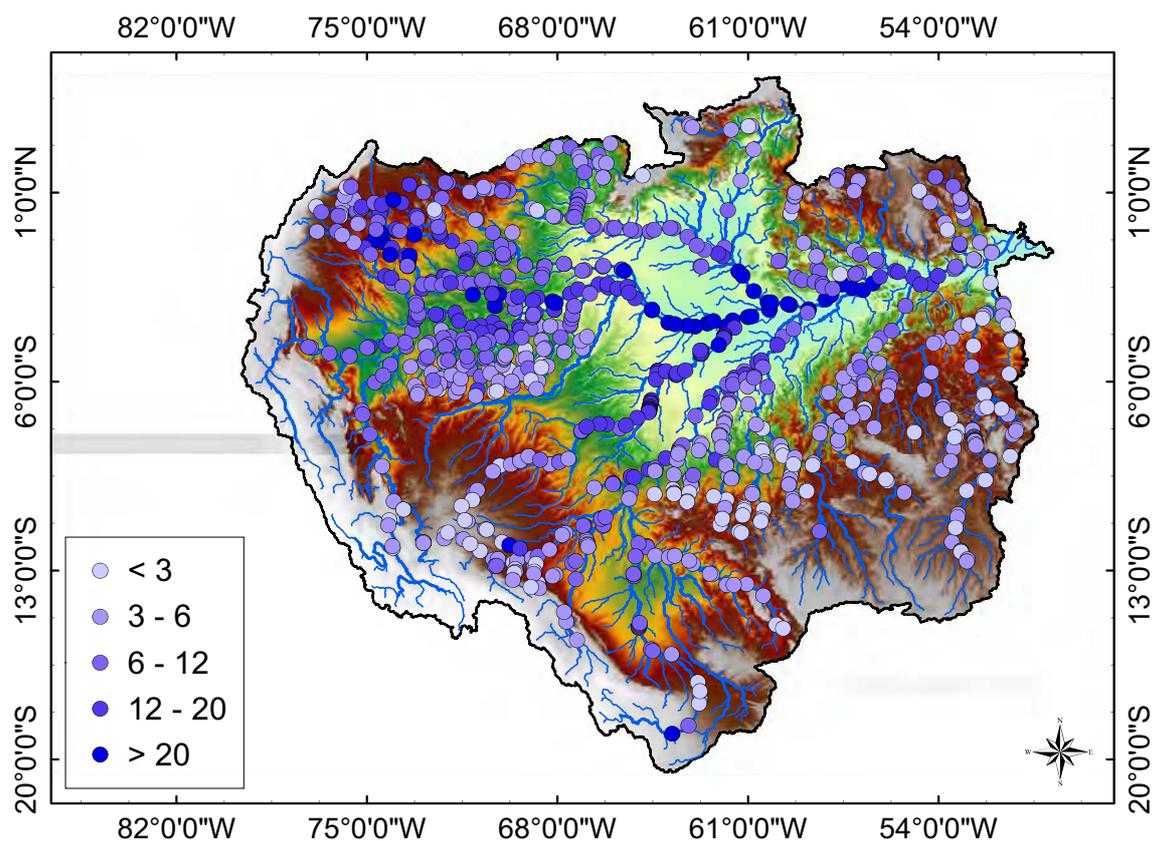


FIGURE 7.5. – Répartition géographique de la profondeur moyenne aux stations virtuelles

Cette figure montre clairement la cohérence spatiale de la profondeur moyenne des cours d'eau obtenue par les courbes de tarage. En effet, à mesure que l'on s'approche de la confluence avec les fleuves Amazone ou Solimões, les profondeurs des affluents augmentent. Du Perene-Tambom à l'Amazone en passant par le Solimões, la tendance générale est aussi à l'augmentation graduelle avec la distance parcourue. Les plus grandes profondeurs sont obtenues pour le bas-Amazone et atteignent des valeurs supérieures à 30 mètres, alors que les plus petites valeurs sont de l'ordre du mètre.

À partir du coefficient « Z_0 », nous nous sommes intéressés à la surface d'élévation sur l'ensemble du bassin amazonien, que nous montrons fig. 7.6.

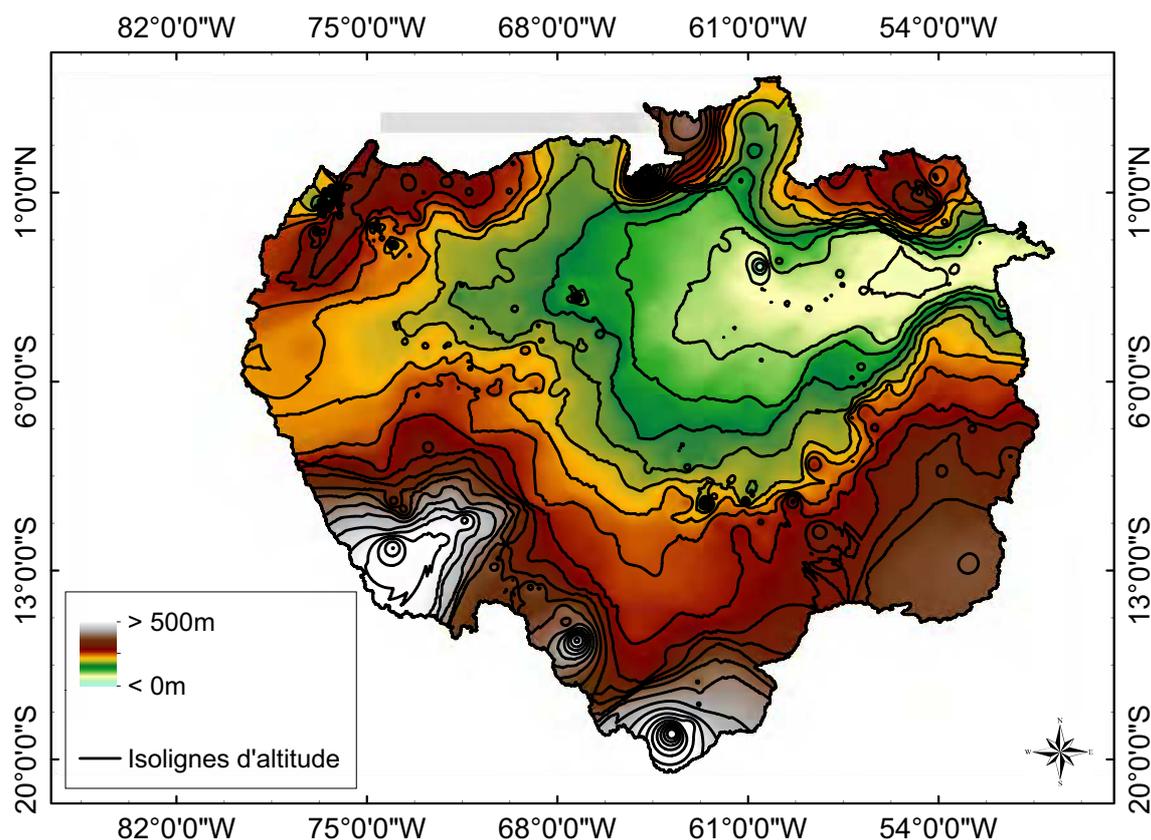


FIGURE 7.6. – Surface d'élévation moyenne obtenue à partir des coefficients « Z_0 » des courbes de tarage.

Sur la fig. 7.6, les élévations ont été obtenues en interpolant les coefficients « Z_0 » aux SV par pondération inverse de la distance. Les isolignes tracées représentent des intervalles de 20 m. Si une telle surface n'a pas réellement de sens, il est intéressant de constater à quel point elle semble similaire au SRTM que nous avons présenté fig. 2.7. Si l'on se remémore que cette surface n'a été obtenue qu'à partir d'un millier de points répartis sur toute la superficie du bassin, soit en moyenne une mesure tous les 7 000 km², nous pouvons aisément imaginer le potentiel d'une base de données encore plus fournie. En considérant également la profondeur moyenne il serait possible d'obtenir une estimation de l'élévation du sol sur l'ensemble du bassin.

7.3. Conclusions

Nous avons pu voir dans ce chapitre que l'ensemble des courbes de tarage obtenues par application de la méthodologie exposée chapitre 5 présente des valeurs de « a », « b » et « Z_0 » cohérentes avec les valeurs attendues et globalement éloignées des limites des intervalles préalablement définis. Ces trois paramètres, résultant de l'optimisation de la relation entre débits simulés et hauteurs altimétriques, sont le reflet de caractéristiques physiques et géomorphologiques des cours d'eau étudiés. Nous avons également pu identifier les zones pour lesquelles ces paramètres ont présenté des valeurs proches des extrêmes, comme par exemple les bassins de la partie nord-ouest et les zones de confluence avec l'Amazone.

Les valeurs obtenues pour l'exposant « b » montrent que l'intervalle choisi était cohérent, et que pour la majeure partie des SV l'équation de Manning était applicable. La forme de la courbe $a = f(b)$ semble montrer une cohérence spatiale et des différences entre les fleuves du bassin qui seront analysées par la suite, au chapitre 16.

Quant au coefficient « Z_0 » qui est l'élévation de débit nul, il peut être assimilé à l'élévation du

7. Analyse qualitative des paramètres des courbes de tarage

fond du fleuve, si l'on considère une section équivalente à fond régulier et plat. Cette information nous a permis d'estimer la valeur de la profondeur moyenne du fleuve en chaque station virtuelle, profondeur moyenne variant de plusieurs dizaines de mètres (le plus en aval) à moins d'un mètre (pour les SV très en amont) sur l'ensemble du bassin. De plus, le « Z_0 » permet de connaître la profondeur instantanée à chaque nouvelle donnée d'élévation. Ces informations permettent d'envisager plusieurs applications que nous exposerons chapitre 14.

Troisième partie

Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité est une étape primordiale de la validation de la méthodologie. Au travers de cette analyse, nous recherchons à savoir si l'algorithme choisi a été bien paramétré, mais aussi dans quelle mesure les résultats du modèle présenté (équation 5.4) sont représentatifs des processus physiques ou au contraire perturbés par des erreurs dans les données d'entrée. L'analyse de sensibilité a porté sur trois points principaux : le paramétrage de l'algorithme, l'incertitude des observations et les implications physiques de l'utilisation du modèle, comme nous le décrivons dans cette section. La partie *Analyse de sensibilité* sera divisée en trois chapitres :

- Chapitre 8, « Sensibilité de l'algorithme ». Dans ce chapitre, nous avons testé la sensibilité de l'algorithme aux différentes perturbations et contraintes auxquelles il est soumis, à savoir les erreurs des données d'entrée et les intervalles *a priori* de ses paramètres.
- Chapitre 9, « Incertitudes et intervalles de confiance », au long duquel nous étudierons les incertitudes sur les paramètres des courbes de tarage ainsi que celles sur les débits estimés.
- Chapitre 10, « Effets de l'échantillonnage sur les courbes de tarage ». Nous verrons dans ce chapitre quels sont les effets de la résolution temporelle des séries altimétriques sur la détermination des courbes de tarage.

8. Sensibilité de l'algorithme

Nous avons testé dans ce chapitre la sensibilité de l'algorithme, c'est-à-dire sa stabilité sous perturbation. Dans un premier temps, nous avons vérifié la sensibilité aux intervalles d'existence des trois paramètres de la courbe de tarage. Bien que déjà testée intensivement par Vrugt *et al.* (2003), cette analyse doit être faite pour notre modèle. Par la suite nous avons testé la capacité de l'algorithme à retrouver un résultat cohérent malgré les perturbations apportées aux données d'entrée, à savoir les hauteurs d'eau altimétriques et les débits.

8.1. Sensibilité aux intervalles initiaux

Nous étudierons dans cette section la sensibilité de l'algorithme aux intervalles initiaux des trois paramètres de l'optimisation. En effet, pour pouvoir affirmer que les intervalles choisis pour chaque paramètre sont corrects, il est nécessaire de s'assurer que ceux-ci sont cohérents du point de vue physique, mais aussi que l'algorithme n'y est pas sensible, c'est-à-dire que les résultats n'en dépendent pas.

8.1.1. Design expérimental

Comme présenté précédemment, les intervalles ont été choisis en fonction de l'équation 5.4 et des valeurs extrêmes des constantes qui entrent en jeu dans l'équation de la courbe de tarage sur le bassin amazonien. Des intervalles trop réduits peuvent amener à un mauvais calibrage de la courbe, alors que des intervalles trop étendus peuvent augmenter considérablement le temps de calcul et engendrer des courbes biaisées si la valeur correcte se retrouve en dehors de l'intervalle. Le test de référence, considérant à nouveau la station virtuelle test, est celui qui a été effectué avec les intervalles conformes à ceux présentés dans la section précédente, à savoir pour « a », « b » et « Z_0 », respectivement $[0 ; 1\ 000]$, $[1 ; 3]$ et $[H_{min} - 100 ; H_{min} - 0,05]$. Les valeurs extrêmes ont ensuite été modifiées, tout d'abord paramètre par paramètre (« a » : 1re expérience, puis « b » : 2e exp., puis « Z_0 » : 3e exp.), puis pour les trois paramètres simultanément (4e exp.). Le résumé des expériences se trouve dans le tableau 8.1, conjointement aux résultats de ces tests de sensibilité. Dans le tableau 8.1, la ligne “*Meilleure CT*” donne les paramètres de la courbe de tarage présentant le plus faible écart avec les données d'entrée, “*Mod.*” correspond à la valeur ayant la plus grande probabilité pour chaque paramètre (ce n'est donc pas nécessairement la meilleure valeur), et “*Std.*” correspond à l'écart type de l'ensemble des valeurs de chaque paramètre, et ce pour chaque expérience. Les paramètres ont donc vu tour à tour leurs intervalles possibles augmentés, puis enfin dans la 4e exp. les intervalles des trois paramètres ont été simultanément augmentés.

8.1.2. Résultats

Le tableau 8.1 montre que malgré l'augmentation sensible des intervalles *a priori* des paramètres, les résultats en ce qui concerne la courbe de tarage sont très peu altérés. En effet, le coefficient de Nash-Sutcliffe varie au maximum de 0,02 et le *NRMSE* de 0,51 %. Quant aux paramètres obtenus, ils sont aussi fortement similaires, avec des variations maximales de l'ordre de 0,60 %, 4 % et 0,15 % des intervalles des paramètres « a », « b » et « Z_0 ». Un comportement similaire est observé pour les modules et les écarts types de chaque paramètre. Par conséquent, les intervalles initiaux des paramètres de la courbe de tarage sont considérés comme corrects,

<i>Référence</i>	<i>1re exp.</i>	<i>2e exp.</i>	<i>3e exp.</i>	<i>4e exp.</i>											
Configuration															
<i>a</i>	[0; 1 000]	[0; 1 000]	[0; 1 000]	[0; 100 000]											
<i>b</i>	[1; 3]	[0; 10]	[1; 3]	[0; 10]											
<i>Z₀</i>	[<i>H_{min}</i> - 100; <i>H_{min}</i>]	[<i>H_{min}</i> - 100; <i>H_{min}</i>]	[<i>H_{min}</i> - 1 000; <i>H_{min}</i>]	[<i>H_{min}</i> - 1 000; <i>H_{min}</i>]											
Résultats															
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>Z₀</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>Z₀</i>									
<i>Meilleure CT</i>	24,22	1,91	66,03	21,12	1,94	65,56	17,59	2,20	65,89	29,26	1,86	66,45	19,55	1,99	66,15
<i>Mod.</i>	36,37	1,79	66,58	33,16	1,70	67,49	15,73	1,80	64,59	18,42	2,00	65,73	20,00	1,98	66,01
<i>Std.</i>	23,49	0,12	0,92	18,50	0,10	0,82	24,19	0,12	0,88	25,74	0,12	0,84	13,30	0,10	0,79
<i>E_{NS}</i>	0,92			0,93			0,93			0,92			0,94		
<i>NRMSE</i>	9,14			8,80			8,88			9,38			8,63		

TABLE 8.1. – Résultats des tests de sensibilité aux intervalles des paramètres

étant donné que, partant du test de référence, leur augmentation est sans effet sur les résultats obtenus, tant en terme de débits calculés (E_{NS} et $NRMSE$) que sur les paramètres des courbes de tarage.

8.2. Sensibilité aux erreurs sur les données d'entrée

Après avoir testé la sensibilité de l'algorithme aux intervalles *a priori* des trois paramètres de l'optimisation, et prouvé que ceux-ci ont été justement déterminés, nous avons tenté d'identifier l'impact qu'ont les erreurs qui accompagnent les données d'entrée de l'algorithme sur la détermination des coefficients des courbes de tarage.

8.2.1. Design expérimental

Afin de tester la sensibilité de l'algorithme aux erreurs sur les données d'entrée, nous avons utilisé une série de hauteurs d'eau ENVISAT à laquelle nous avons associé une série de débits de forme $Q = 500 \times (h_{altim} + 5)^{5/3}$. De la sorte, nous connaissons les vraies valeurs de la CT que nous cherchons à obtenir. Nous avons ensuite exécuté l'algorithme 50 fois, répétant à chaque fois le calcul aléatoire des erreurs, ce qui dans la pratique revient à obtenir 50 jeux de couples H/Q différents. Puis nous avons comparé les 50 résultats obtenus aux paramètres attendus par la courbe de tarage utilisée pour générer les débits.

8.2.2. Résultats

La fig. 8.1 montre les valeurs des paramètres « a », « b » et « Z_0 » pour chacune des 50 itérations (8.1a, 8.1b et 8.1c) ainsi que les valeurs caractéristiques des trois populations. Sur la fig. 8.1d, les intervalles ont été réduits de manière à pouvoir représenter les trois coefficients sur un même graphe. Le pourcentage de l'intervalle correspond pour « a », « b » et « Z_0 », à une variation absolue sur les intervalles respectifs $[0 ; 1000]$, $[0 ; -10]$ et $[1 ; 3]$. Les valeurs extrêmes obtenues pour chaque paramètre sont figurées en trait noir, la médiane en rouge et les quartiles en bleu, tandis que la valeur « vraie » de chaque paramètre est représentée par une croix noire.

Nous constatons, en analysant la fig. 8.1, que le paramètre dont la variation est la plus grande en amplitude est le coefficient « a », pour lequel le maximum et le minimum constituent un intervalle de 40 % de l'intervalle total, avec un écart interquartile de 15 % de ce même intervalle. Pour « b » ces valeurs passent à 10 % et 5 % de l'intervalle, alors que pour « Z_0 » les intervalles diminuent à 2,2 % et 1,5 %. Nous pouvons conclure de ces chiffres que, au regard des intervalles de valeurs possibles, les incertitudes sur le coefficient « Z_0 » sont toujours inférieures à celles sur « b », et *a fortiori* à celles sur « a ». Comme attendu (les erreurs suivant une loi normale centrée sur la valeur observée) les résultats convergent en moyenne vers la valeur optimale.

8.3. Conclusions

Nous avons pu, au travers de cette analyse de sensibilité, prouver que les résultats des courbes de tarage sont indépendants des intervalles initiaux. Les altérations constatées lors de la modification des intervalles sont très certainement dues davantage aux erreurs sur les données d'entrée qu'à ces modifications. En effet, nous avons aussi montré que les paramètres des courbes de tarage, principalement le coefficient « a », varient en fonction des erreurs sur les débits et sur les hauteurs. C'est le paramètre « a » qui semble donc le plus sensible aux erreurs, les paramètres « b » et « Z_0 » variant aussi mais dans des intervalles beaucoup plus resserrés.

Ces variations relatives aux erreurs n'enlèvent en rien les possibilités d'utilisation des paramètres des courbes de tarage. Elles démontrent cependant l'importance de la considération des incertitudes des paramètres et des intervalles de confiance du débit lors de l'utilisation de telles

8. Sensibilité de l'algorithme

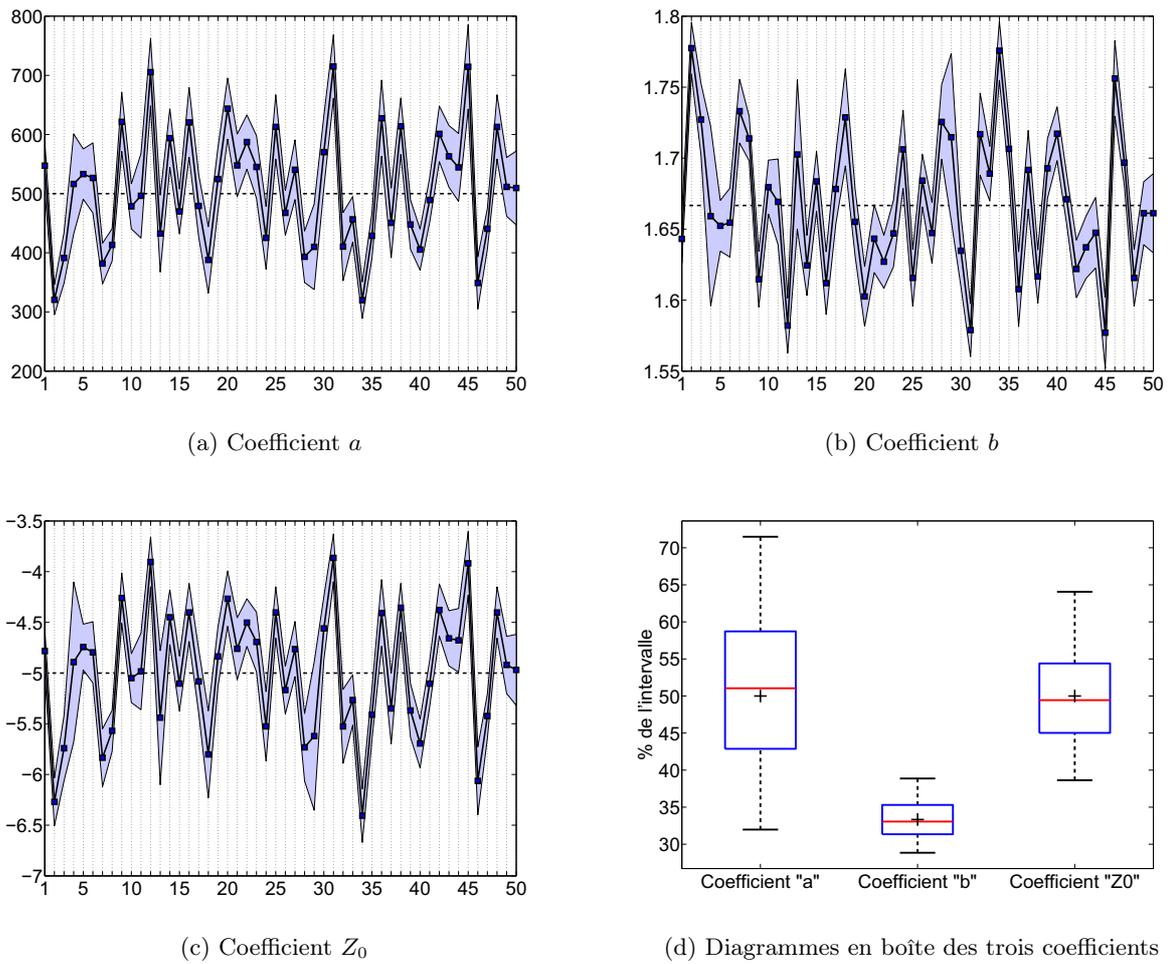


FIGURE 8.1. – Valeurs des meilleurs paramètres et écarts types pour les 50 itérations. Diagramme en boîte des paramètres a , b et Z_0 après les 50 itérations

courbes de tarage. Elles justifient également *a posteriori* le fait que nous avons choisi de baser nos courbes de tarage sur des hauteurs d'eau issues des missions ENVISAT et Jason-2 et non des missions T/P et ERS-2. Nous pouvons également imaginer l'aspect positif qu'aurait sur les courbes de tarage la diminution des erreurs sur les hauteurs d'eau observées par les missions altimétriques. Les efforts faits par la communauté scientifique pour atteindre des degrés d'erreur les plus bas possible vont dans ce sens.

9. Incertitudes et intervalles de confiance

Ce chapitre a pour objectif l'analyse des incertitudes au regard des précédents résultats. Si nous avons pu voir que les incertitudes sont globalement supérieures sur « a » que sur « b » et « Z_0 », nous verrons ici comment elles se répercutent sur le calcul du débit et comment la qualité de la courbe de tarage influe sur les intervalles de confiance. Pour ce faire, nous illustrerons nos propos en prenant comme exemples les six stations virtuelles avec lesquelles les tests de population Cal/Val ont été effectués.

9.1. Incertitudes sur les paramètres

Dans cette section nous étudierons les incertitudes relatives aux trois paramètres de l'optimisation. Si la courbe de tarage est caractérisée par son jeu de meilleurs paramètres « a », « b » et « Z_0 », une des informations fournies par l'algorithme est l'écart type de chaque coefficient à l'intérieur de la population. Cette information donne une indication sur la certitude des valeurs des paramètres.

9.1.1. Considérations

Les incertitudes des paramètres des courbes de tarage peuvent être étudiées au travers des fonctions densité de probabilité (PDF) et des fonctions de distribution associées, qui permettent de visualiser comment sont distribuées les valeurs de chaque paramètre à l'intérieur de la population. Même si les PDF initiales sont non informatives, l'inférence bayésienne permet la détermination *a posteriori* des PDF de chacun des paramètres de l'optimisation. Nous avons étudié les incertitudes des paramètres des six SV présentées dans le tableau 9.1.

Comme nous pouvons le constater, ces stations ont été choisies en raison de leur représentativité du bassin. Ainsi, la gamme des débits est bien représentée, et nous montrons également des SV qui ont obtenu des indicateurs de qualité médiocres pour diverses raisons.

9.1.2. Résultats

Nous pouvons voir dans la fig. 9.1 les fonctions densité de distribution *a posteriori* (en sortie d'algorithme) des paramètres « a », « b » et « Z_0 » pour les six stations virtuelles présentées. Aux PDF est superposée une fonction normale déterminée à partir des données.

Nom	Rive	Lat (°)	Lon (°)	Débit moyen (m ³ .s ⁻¹)
Iri 592_03	Droite	-8.47	-53.45	440
Japura 794_01	Gauche	-0.80	-71.88	6300
Jurua 708_02	Droite	-7.18	-17.85	1100
Negro 693_01	Gauche	-2.07	-61.21	31800
Solimões 106_01	Cours principal	-3.61	-61.00	100300
Ucayali 336_01	Cours principal	-2.07	-74.44	6250

TABLE 9.1. – Présentation des six stations virtuelles choisies pour illustrer les résultats

9. Incertitudes et intervalles de confiance

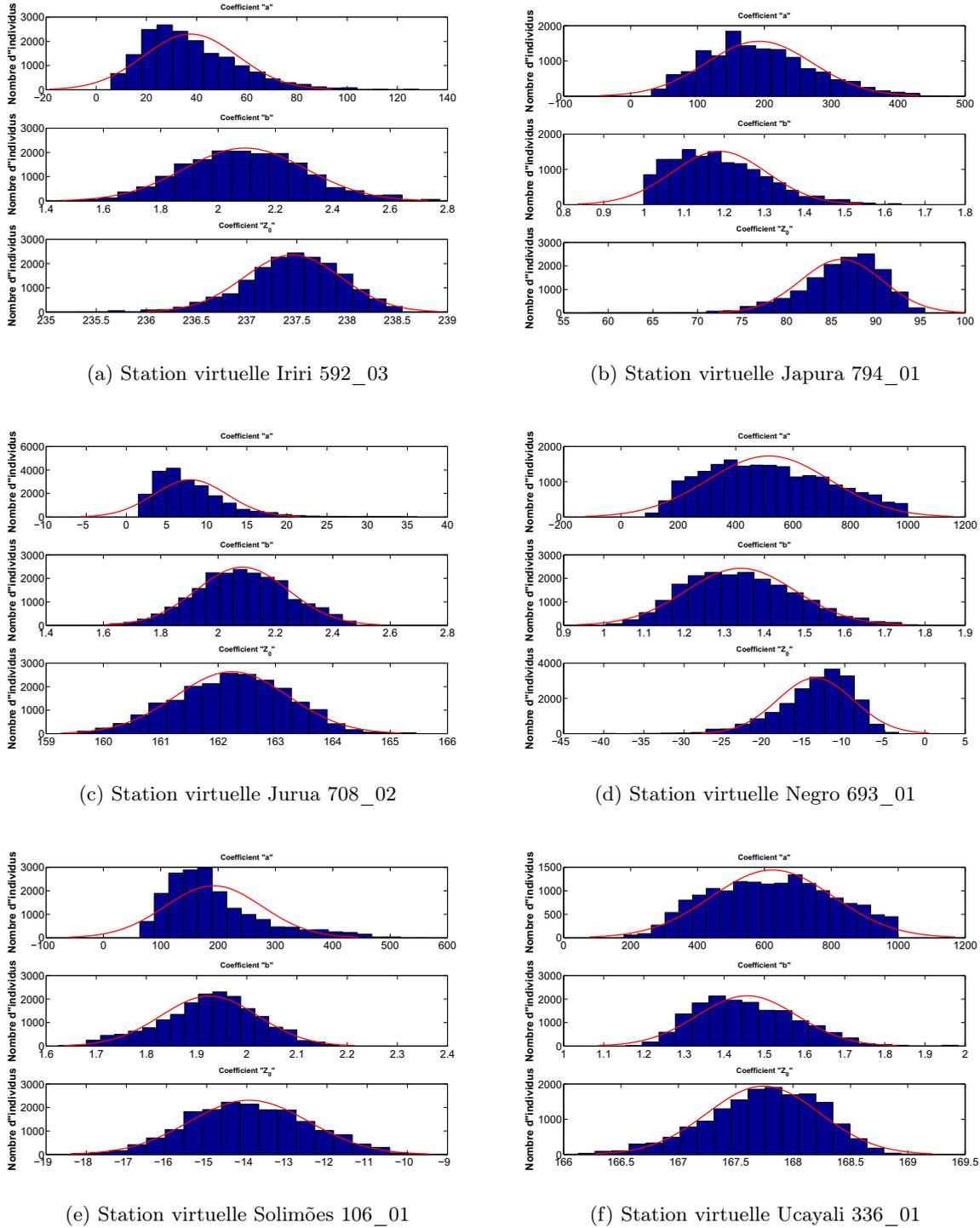


FIGURE 9.1. – Fonctions densités de probabilité des paramètres a , b et Z_0 obtenues pour les six stations virtuelles présentées chapitre 5

Il est possible de voir sur la fig. 9.1 que pour les CT de l'Iriri, du Jurua, du Solimões et de l'Ucayali les PDF des paramètres « b » et « Z_0 » sont très proches de la loi normale. Pour les cas du Japura et du Negro, la PDF du coefficient « Z_0 » semble suivre davantage une loi bêta, alors que la FDP du coefficient « b » du cas b montre une tendance remarquable à s'approcher de la valeur butoir inférieure de l'intervalle. Visiblement, le coefficient le plus indéterminé est le coefficient multiplicatif « a », qui selon les cas (comme le cas d) peut varier quasiment dans l'ensemble de l'intervalle défini initialement. Le tableau 9.2 regroupe les valeurs des écarts types

de chaque paramètre et de chaque courbe de tarage, ainsi que les indicateurs de qualité des courbes de tarage.

	« σ_a »	« σ_b »	« σ_{Z_0} » (m)	E_{NS}	$NRMSE$ (%)
SV1	16,25	0,21	0,42	0,82	8
SV2	90,81	0,12	3,62	0,21	18
SV3	5,66	0,20	1,17	0,89	8,5
SV4	197,98	0,11	3,07	0,36	20
SV5	109,52	0,09	1,06	0,95	6
SV6	189,49	0,13	0,51	0,82	11

TABLE 9.2. – Écart types des paramètres a , b et Z_0 pour chacune des six stations virtuelles

La première constatation qui peut être faite à partir du tableau 9.2 est qu'il existe une forte corrélation entre qualité de la courbe de tarage et écart type du paramètre « Z_0 ». En effet, les deux stations virtuelles pour lesquelles nous avons obtenu des indicateurs de qualité bas (bas E_{NS} et haut $NRMSE$) sont sujettes à une forte incertitude sur le coefficient « Z_0 », de l'ordre de 3 mètres. Pour les autres SV, le σ_{Z_0} est de l'ordre du mètre ou moins. Une telle corrélation n'existe pas entre l'écart type des deux autres paramètres et la qualité de la CT. Si les CT de l'Iriri et du Jurua présentent un écart type très faible en « a », ce n'est pas le cas de celles du Solimões et de l'Ucayali.

9.2. Incertitudes dans l'estimation du débit

Nous étudierons dans cette section comment se caractérisent les intervalles de confiance du débit calculé au travers de la courbe de tarage. Ces intervalles sont un indicateur de la dispersion des couples H/Q autour de la meilleure courbe de tarage. Ils sont issus des fonctions densité de probabilité de chaque paramètre et constituent une information importante. En effet, en plus du jeu des meilleurs paramètres, les courbes de tarage fournissent une estimation de l'intervalle de confiance à 95 %, c'est-à-dire une estimation de l'intervalle dans lequel l'utilisateur est sûr à 95 % que le débit se situe. Ceci constitue un véritable plus, tant toutes les bases de données existantes qui fournissent des débits considérés comme exacts sont dépourvues de ce genre d'information.

9.2.1. Considérations

Nous avons, dans cette section, étudié l'incertitude des débits déterminés par la courbe de tarage au travers de l'amplitude de l'intervalle de confiance. Les grandeurs caractéristiques de ce paramètre ainsi que sa répartition spatiale dans le bassin seront discutées. Pour ce faire, nous illustrerons nos propos à la fois au travers des six SV montrées auparavant et en montrant l'ensemble des stations virtuelles traitées.

9.2.2. Résultats

Les courbes de tarage des six stations test sont présentées fig. 9.2. Nous y retrouvons, en plus de la courbe de tarage calculée à partir du meilleur jeu de paramètres trouvé par l'algorithme, les couples H/Q ainsi que l'intervalle de confiance à 95%.

9. Incertitudes et intervalles de confiance

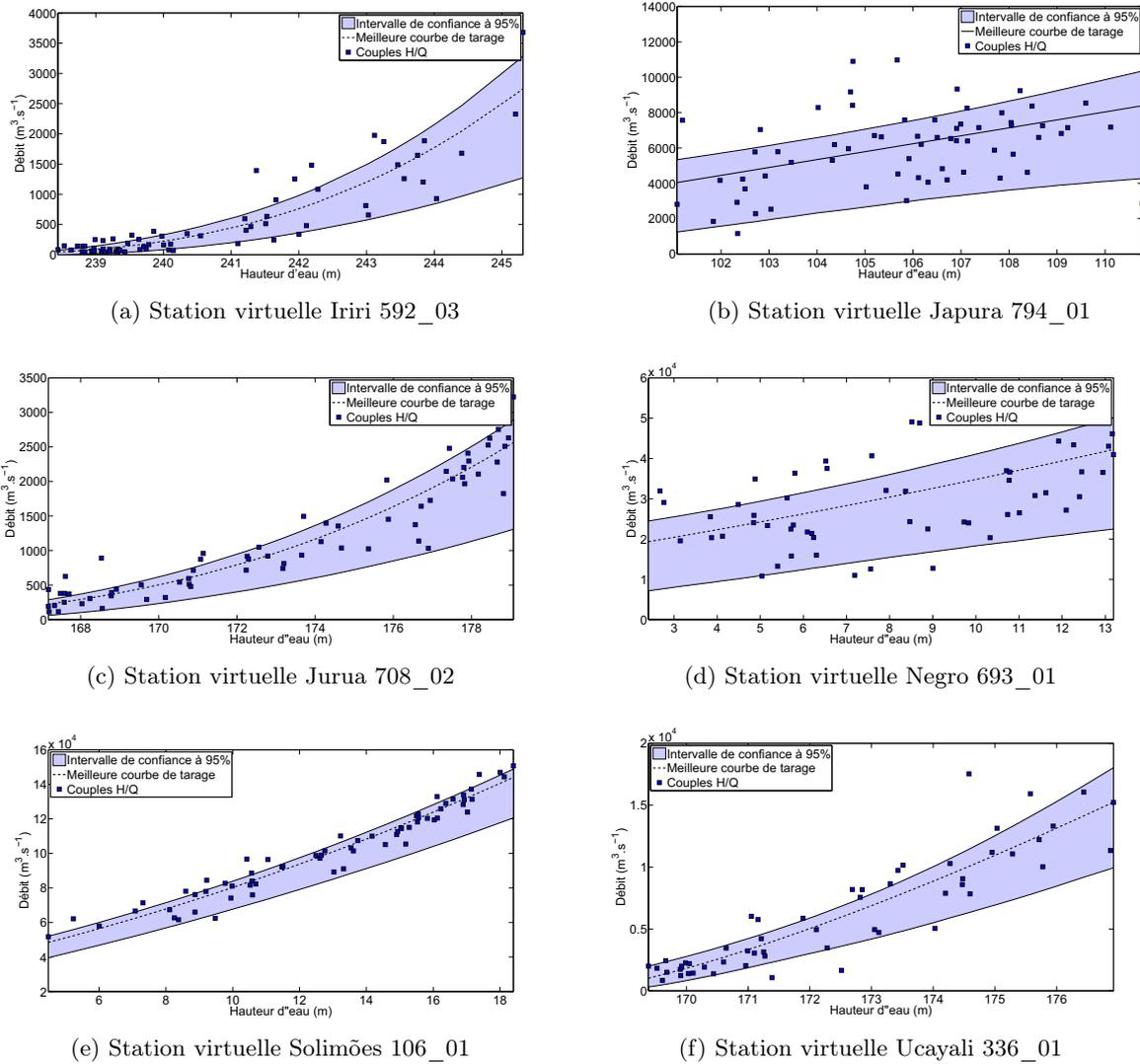


FIGURE 9.2. – Courbes de tarage et intervalles de confiance à 95 %

La fig. 9.2 montre que les intervalles de confiance peuvent présenter des comportements très variés en fonction de la station virtuelle étudiée. Les CT de l'Irii, du Jurua et de l'Ucayali ont une forme similaire, avec un intervalle de confiance resserré en bas débits et plus évasé pour les hauts débits. L'intervalle de confiance de la CT du Solimões est relativement constant tout au long de la gamme de débits, ce qui dénote une faible incertitude. Les courbes de tarage du Japura et du Negro ont, quant à elles, une forme assez singulière, avec des intervalles de confiance très amples se resserrant légèrement aux débits moyens. Si l'on examine les indicateurs de qualité des six SV (tableau 9.2), nous pouvons constater que les meilleures courbes de tarage présentent les intervalles de confiance les plus fins, indication d'une haute détermination des paramètres, au contraire des deux CT présentant de faibles indicateurs de qualité.

Dans le tableau 9.3 sont regroupés les résultats en ce qui concerne l'erreur sur les débits pour l'ensemble des stations virtuelles traitées. Pour chaque CT, nous avons calculé l'amplitude de l'intervalle de confiance, c'est-à-dire la différence entre les limites supérieure et inférieure de l'intervalle, pour le débit maximum et le débit minimum. Les informations présentées dans le tableau 9.3 sont la moyenne de ces amplitudes, la médiane, les principaux centiles et l'écart type.

9. Incertitudes et intervalles de confiance

	Bas débits	Hauts débits
25e centile	37,5	27,5
Moyenne	83	41
Médiane	70	38
75e centile	97,5	50
σ	75	32

TABLE 9.3. – Grandeurs caractéristiques de l'intervalle de confiance des courbes de tarage dans la base de données (en pourcentage du débit)

Il n'est pas aisé d'interpréter de telles informations tant la variété de fleuves dans la base de données, et donc la gamme de débits, est grande. Nous pouvons constater que, globalement, les intervalles sont plus conséquents, en pourcentage, pour les bas débits que pour les hauts débits. L'écart type est aussi plus important, ce qui est également illustré sur la fig. 9.2, où l'on voit clairement que la taille de l'intervalle de confiance pour les bas débits peut varier fortement d'une CT à l'autre.

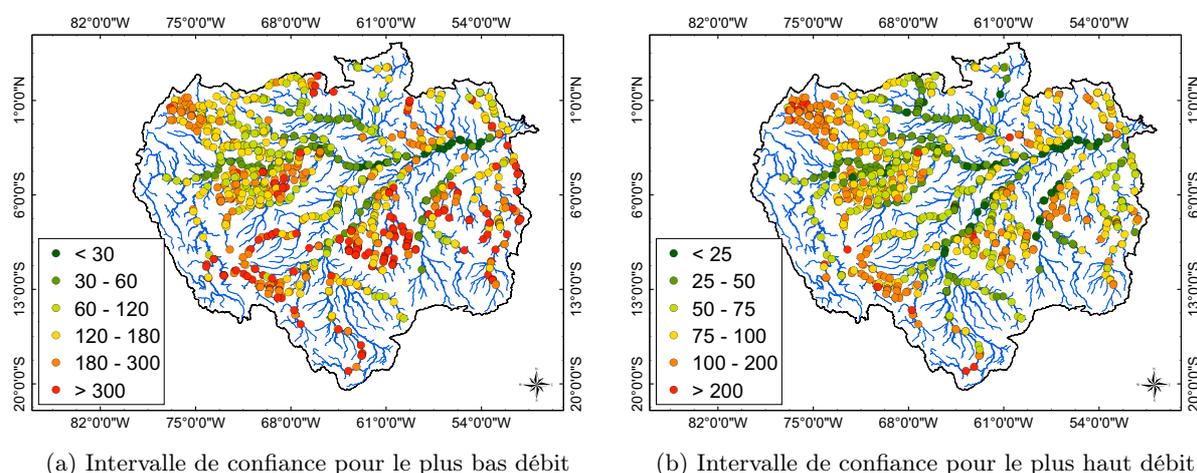


FIGURE 9.3. – Taille de l'intervalle de confiance pour chaque station virtuelle traitée

La fig. 9.3 montre la répartition spatiale de l'amplitude des intervalles de confiance. Nous pouvons constater que pour les principaux affluents de l'Amazonie ainsi que pour son cours principal cette amplitude est faible, que cela soit en bas débits ou en hauts débits. Les SV les plus amont voient cette amplitude augmenter fortement, de même que celles les plus proches des confluences avec le cours principal. Comme évoqué auparavant, il semble clair, et cela constitue une constatation attendue, que l'amplitude de l'intervalle de confiance est directement liée à la qualité de la courbe de tarage.

9.3. Conclusions

Nous avons étudié dans ce chapitre les incertitudes des paramètres des courbes de tarage ainsi que celles du débit estimé, au travers d'intervalles de confiance. Il est important de noter que ces deux informations sont directement liées, puisque les intervalles de confiance découlent des FDP calculées pour les paramètres. De même, nous avons vérifié l'existence d'une forte corrélation entre qualité de la courbe de tarage et taille de l'intervalle de confiance. Une manière de diminuer l'étendue des intervalles de confiance serait donc de réduire les incertitudes sur les données d'entrée de l'algorithme.

9. Incertitudes et intervalles de confiance

Nous avons par ailleurs constaté que la difficulté de déterminer une bonne courbe de tarage, quelle qu'en soit la raison, induit une forte incertitude sur l'estimation du coefficient « Z_0 », et pas nécessairement sur celle des deux autres coefficients. Dans les cas contraires, le « Z_0 » est bien déterminé, avec une incertitude maximale de l'ordre du mètre. Nous montrerons dans les chapitres 11 et 15 que l'incertitude sur le coefficient « Z_0 » peut parfois être résolue, tout comme les problèmes de courbe de tarage, selon la source des erreurs empêchant la détermination d'une CT satisfaisante.

10. Effets de l'échantillonnage sur les courbes de tarage

Le but de ce chapitre est d'analyser l'impact de la résolution temporelle des séries de hauteurs d'eau sur la courbe de tarage. Pour ce faire, nous avons testé différentes configurations, correspondant aux échantillonnages des missions altimétriques (10 jours, 35 jours), et comparé les résultats à ceux obtenus à partir d'une série synthétique journalière, à partir de laquelle nous avons créé la « vraie » courbe de tarage.

10.1. Design expérimental

Afin de tester l'effet de la fréquence d'échantillonnage sur les courbes de tarage, nous avons dans un premier temps créé une série continue de hauteurs d'eau. La base de cette série a été la série temporelle ENVISAT, à l'intersection de la trace 235 avec le fleuve Madeira. La série, discrète, a été interpolée afin d'obtenir une série continue. Une série continue de débits a ensuite été calculée au travers d'une courbe de tarage aléatoirement choisie, ayant pour paramètres $a = 500$, $b = 1,66667$ et $Z_0 = -5$. À partir de ces informations, il est possible de recréer des couples H/Q ayant la résolution temporelle de Jason-2 et d'ENVISAT. Nous avons également testé l'effet d'une indisponibilité de données sur certaines périodes d'étiage ou de crue.

L'expérience 1 (*exp 1*) correspond à la série temporelle complète, l'expérience 2 (*exp 2*) correspond à la série temporelle tous les dix jours (type Jason-2), l'expérience 3 (*exp 3*) correspond à la série de type ENVISAT (une donnée tous les 35 jours), l'expérience 4 (*exp 4*) correspond à la série de l'expérience 3 à laquelle ont été soustraits 3 étiages et l'expérience 5 (*exp 5*) correspond à la série de l'expérience 3 à laquelle ont été soustraites trois crues. Dans toutes ces expériences, nous avons considéré les erreurs sur les données d'entrée comme présenté chapitre 5.

10.2. Résultats

L'ensemble des résultats de ces tests sont présentés dans le tableau 10.1. Nous y montrons les valeurs des indicateurs de qualité ainsi que les caractéristiques principales (valeur, écart type) des paramètres de l'optimisation.

Les résultats présentés dans le tableau 10.1 ainsi que sur la fig. 10.1 montrent la tendance des erreurs et des écarts types sur les trois paramètres de la courbe de tarage. Comme nous pouvons le constater, les *exp 1* et *exp 2* produisent les meilleurs résultats de l'estimation des coefficients de la courbe de tarage, et ce pour les trois paramètres (Δ de l'ordre de 1, 0,5 et 1 % pour a , b et Z_0). L'écart type des paramètres est aussi le plus faible pour ces deux expériences, avec des σ de l'ordre de 10, 1.10^{-3} et 1 pour « a », « b » et « Z_0 » respectivement. L'*exp 3* correspondant à l'échantillonnage d'une série temporelle de type ENVISAT se positionne en intermédiaire, avec des écarts types plus élevés et des erreurs relativement modérées. Enfin, les *exp 4* et *exp 5* présentent des difficultés à déterminer correctement les paramètres de la courbe de tarage avec des différences par rapport aux valeurs "vraies" de l'ordre de 30, 5 et 15 % pour a , b et Z_0 . Il est important de noter qu'en ce qui concerne la restitution du débit observé, les 5 expériences semblent assez similaires avec un E_{NS} supérieur à 0,999 et un $NRMSE$ inférieur à 0,70 %, soit des résultats qui peuvent être considérés comme parfaits.

	Exp 1			Exp 2			Exp 3			Exp 4			Exp 5		
	<i>a</i>	<i>b</i>	Z_0												
Valeur	515,0	1,659	-4,924	520,5	1,657	-4,873	588,7	1,626	-4,518	668,52	1,593	-4,178	354,4	1,752	-6,009
σ	13,1	0,006	0,078	11,3	0,005	0,067	47,2	0,019	0,237	72,5	0,026	0,334	34,9	0,024	0,299
Δ (%)	3	0,5	2	4	0,6	3	18	2,4	10	34	4,4	16	29	5,1	20
E_{NS}	0,99940			0,99941			0,99952			0,99945			0,99949		
<i>NRMSE</i>	0,685			0,683			0,629			0,675			0,631		

TABLE 10.1. – Résultats des tests d'analyse de sensibilité à l'échantillonnage. Le σ est l'écart type de l'ensemble des solutions retenues par l'algorithme, et Δ est la différence par rapport à la valeur « vraie », en %

10. Effets de l'échantillonnage sur les courbes de tarage

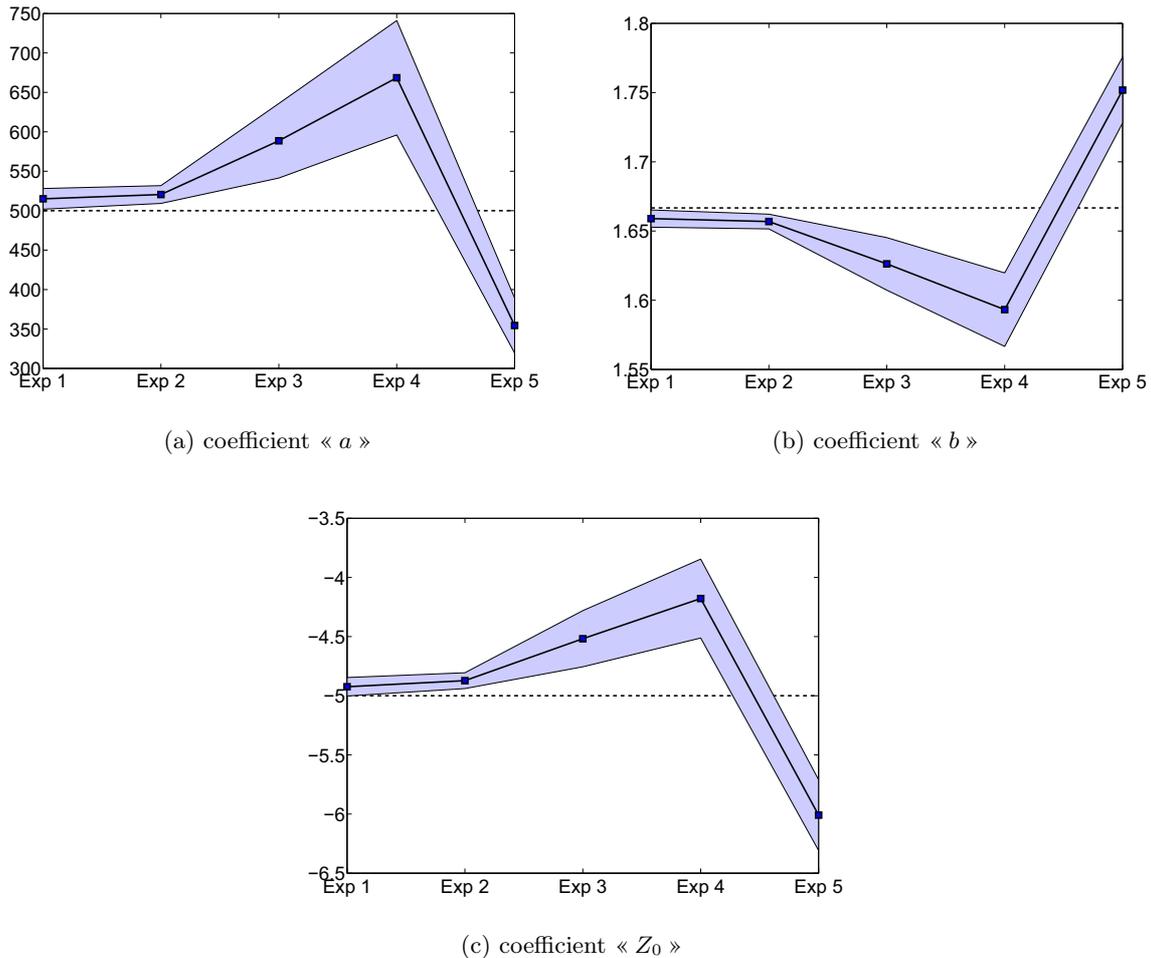


FIGURE 10.1. – Erreurs sur la détermination des paramètres en fonction de l'échantillonnage de la série temporelle

10.3. Conclusions

Nous avons pu voir dans ce chapitre la grande importance de l'échantillonnage lors de la détermination de la courbe de tarage. En effet, les meilleures solutions en matière de restitution des paramètres de la CT sont celles pour lesquelles un maximum de paires H/Q sont disponibles (solution initiale et solution de type Jason-2). De la solution de type ENVISAT, présentant des écarts sur les paramètres relativement satisfaisants, découlera une plus grande incertitude sur le débit estimé que pour une série continue ou à 10 jours. Quant aux *exp 4* et *exp 5*, elles confirment les conclusions faites chapitre 5 sur les populations Cal/Val : afin d'obtenir un jeu de paramètres consistants, il est important de conserver le maximum d'événements extrêmes possible, d'où l'intérêt d'une sélection aléatoire pour ne pas priver l'algorithme de données d'entrée primordiales.

Au vu des résultats présentés ci-dessus, il apparaît indispensable de retirer les couples H/Q de la population de validation aléatoirement et non sur une période donnée afin de ne pas prendre le risque de biaiser la courbe de tarage. Malgré cela, demeure la possibilité d'estimer correctement les débits au travers d'une telle courbe de tarage. Comme nous l'avons évoqué auparavant, le focus de notre étude est autant la détermination des débits que la cohérence des paramètres de tarage et les informations qui peuvent en être retirées, et notre méthodologie apparaît donc adaptée.

Quatrième partie

Discussion des résultats

Après avoir présenté les résultats généraux de la méthodologie (partie II) et l'analyse de sensibilité (partie III), nous tenterons dans cette partie de montrer les raisons qui sont derrière la qualité obtenue pour les courbes de tarage, qu'elles soient bonnes ou mauvaises. Pour ce faire, nous tenterons de distinguer les effets des deux principales sources d'incertitude, à savoir des erreurs dans les données d'entrée du modèle et une formulation du modèle erronée. Cette partie est de toute première importance car elle nous permettra de mieux interpréter nos résultats. Elle sera composée de trois chapitres, détaillés ci-dessous.

- Chapitre 11, « Courbes de tarage et effet de barrage ». Dans ce chapitre, nous analyserons la source des incertitudes en jeu aux stations virtuelles proches de l'embouchure. Sachant que les données d'entrée du modèle sont adéquates sur ces biefs, nous réfléchirons aux modifications à apporter au modèle mathématique afin qu'il représente de façon plus exacte la réalité.
- Chapitre 12, « Validation de données de pluie et de sorties de modèles hydrologiques », dans lequel nous étudierons les sources des incertitudes dans les données qui peuvent mener à une qualité inférieure de la courbe de tarage.
- Chapitre 13, « Comparaison avec les courbes de tarage *in situ* ». Dans ce chapitre nous nous attacherons à comparer les courbes de tarage que nous avons obtenues avec celles actuellement utilisées sur le bassin amazonien pour délivrer les « mesures » de débit journalières.

11. Courbes de tarage et effet de barrage

Comme constaté dans l'analyse spatiale des résultats (E_{NS} et $NRMSE$) fig. 6.2 et des intervalles de confiance (fig. 9.3), les zones de confluence entre les principaux affluents et l'Amazone montrent une diminution de la qualité de l'ajustement entre débits calculés par la courbe de tarage et débits du modèle, bien que dans ces zones le modèle soit performant. Cela est dû à l'effet de barrage exercé par les eaux de l'Amazone sur celles de l'affluent. En effet, dans ces zones à très faible pente, la hauteur d'eau n'est plus seulement dictée par la hauteur d'eau amont mais souffre de l'influence de la hauteur d'eau du fleuve principal. Bien que principalement observé aux confluences avec l'Amazone, nous avons pu constater que l'effet de barrage peut aussi être visible sur de plus petits affluents, comme c'est le cas de la confluence entre le Jamari et le rio Madeira.

Partant de ces constatations, nous avons pu améliorer la méthode afin d'introduire dans l'équation de la courbe de tarage la variabilité temporelle de la pente, obtenue, tout comme les hauteurs d'eau, à partir des séries temporelles ENVISAT. Les résultats sont présentés ci dessous.

11.1. Analyse de l'impact de l'effet de barrage

En théorie, toute zone de confluence, quels que soient la taille et le débit des cours d'eau, devrait être affectée par l'effet de barrage aval. Cependant, plusieurs paramètres peuvent influencer la mise en évidence ou non de ce phénomène dans nos résultats. On peut penser par exemple que lorsque l'on étudie un fleuve à pente relativement forte, la zone d'influence du cours principal sur cet affluent doit être limitée à quelques kilomètres de l'embouchure, et par conséquent si la première station virtuelle est localisée très en amont de la confluence il ne sera certainement observé aucun effet de barrage, bien que le fleuve y soit soumis.

A l'analyse de la fig. 6.2a, nous constatons que les fleuves de la marge gauche (rio Negro, rio Japura-Caqueta, ainsi que les plus petits affluents tels que le Jari, le Paru et le Trombetas) sont particulièrement affectés en comparaison des affluents de la rive droite (Xingu, Tapajos, Madeira, Purus). En effet, nous avons obtenu, pour les cinq stations virtuelles les plus proches de la confluence des fleuves de la marge gauche (Negro et Japura), un E_{NS} moyen de 0,23, contre 0,67 pour celles de la marge droite (Tapajos, Xingu, Madeira et Purus).

Ces différences peuvent être dues à plusieurs facteurs tels que des déphasages distincts entre les cours d'eau et l'Amazone, des pentes plus ou moins élevées diminuant la zone d'influence de l'Amazone, ou encore des différences d'amplitude de la variation du niveau de l'Amazone aux confluences.

11.2. Nouvelle formulation de la courbe de tarage

Comme nous l'avons expliqué précédemment, l'effet de barrage se traduit par une variation de la pente avec le cycle hydrologique du cours principal. Lorsque le cours principal est en basses eaux la pente sera maximale, tandis qu'en hautes eaux elle sera minimale. Il en résulte, du point de vue de la relation hauteur/débit, une forme en boucle caractéristique : il n'y a plus unicité du débit pour une valeur donnée de la hauteur, mais deux valeurs selon que la pente est faible ou élevée. Or, dans l'équation 5.4, le coefficient « a » inclut la pente du cours d'eau, mais celle-ci est considérée constante. La résolution du problème passe donc par la réécriture de l'équation de la

11. Courbes de tarage et effet de barrage

courbe de tarage, sous la forme :

$$Q = a' \times S^c \times (H - Z_0)^b \quad (11.1)$$

avec $a' = \frac{W}{n}$, S la pente de la surface libre et c un exposant constant. Dans l'équation 5.1, l'exposant de la pente et donc la valeur de « c » est de 0,5. Notons que la pente étant extraite du coefficient « a », son intervalle doit être modifié en conséquence. La pente de la surface libre, bien qu'inconnue, peut être estimée à partir des cotes altimétriques disponibles. En effet, pour une station virtuelle considérée, la pente au temps t peut être calculée en fonction des hauteurs d'eau amont et aval :

$$S_{t,i} = \frac{H_{t,i-1} - H_{t,i+1}}{\Delta x} \quad (11.2)$$

où Δx est la distance entre les stations virtuelles amont ($i - 1$) et aval ($i + 1$). De la sorte, il est possible d'obtenir la pente pour chaque observation de hauteur à la SV considérée, et de construire non plus des paires mais des triplets H/Q/S. L'équation 11.2 sera résolue en utilisant le même algorithme d'optimisation, portant cette fois-ci sur les 4 paramètres a' , b , Z_0 et c .

Cependant, les missions ENVISAT et Jason-2 fournissent des cotes respectivement tous les 35 jours et 10 jours, et on souhaite obtenir la pente à la date de passage à la SV i . On peut pour cela calculer la pente pour chaque mois de l'année en utilisant les moyennes des hauteurs du même mois aux SV amont et aval ($S_{mois} = (\overline{H_{mois,i-1}} - \overline{H_{mois,i+1}})/\Delta x$), et utiliser, pour chaque information de cote, la pente correspondante (que nous appellerons pente climatologique, S_{clim}), ou "interpoler" temporellement les cotes amont et aval (que nous appellerons pente interpolée, S_{interp}), la date correspondante étant alors la moyenne des dates de passage amont et aval. Ces deux méthodes produisent des résultats différents. Selon que l'on considère la date d'observation ou la moyenne des dates, une même pente peut être attribuée à deux mois différents. Cette différence est nettement visible sur la fig. 11.1 où sont superposées les pentes, pour chaque mois, calculées par les deux méthodes pour la première SV du rio Negro. Sur la fig. 11.1, S_{clim} est la

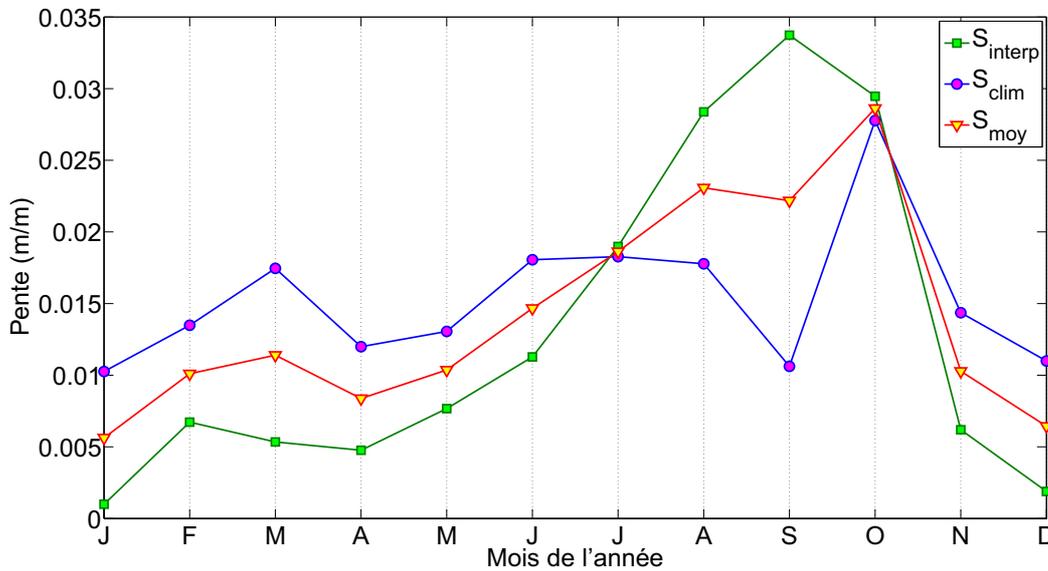


FIGURE 11.1. – Pentés calculées pour la SV 149_01 du rio Negro suivant les méthodes exposées ci-dessus. En vert est représentée S_{clim} , en bleu S_{interp} et en rouge S_{moy}

ligne continue bleue ponctuée de ronds violets et S_{interp} est la ligne continue verte ponctuée de carrés verts. Nous avons aussi testé une pente hybride S_{moy} définie comme la moyenne des deux pentes calculées (ligne rouge et triangles jaunes). Comme on peut le voir, nous obtenons des

11. Courbes de tarage et effet de barrage

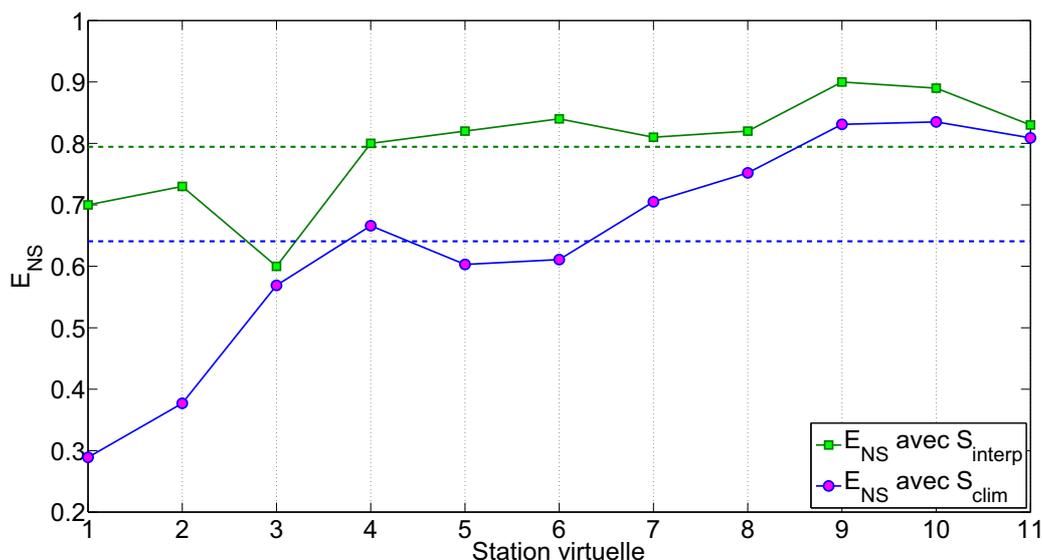


FIGURE 11.2. – Résultats de l’optimisation sur le Negro après insertion de la pente. Résultats avec la pente S_{clim} (ronds jaunes) et avec la pente S_{interp} (carrés verts)

résultats sensiblement différents selon le mode de calcul, S_{clim} variant entre 0,01 et 0,03 m/km environ tandis que S_{interp} varie entre 0 et 0,035 m/km.

Le tableau 11.1 montre que, à mesure que l’on s’éloigne de la confluence, la pente augmente (d’un fleuve de plaine, on s’approche d’un fleuve de montagne) et l’amplitude de sa variation (ΔS) diminue.

	Dist. embouchure (km)	S_{clim}			
		S_{max}	S_{min}	ΔS	ΔS (% de S_{max})
SV01	34	0,050	0,011	0,039	77
SV02	46	0,034	0,001	0,033	97
SV03	128	0,038	0,007	0,031	80
SV04	212	0,043	0,005	0,038	89
SV05	237	0,048	0,014	0,035	72
SV06	340	0,047	0,014	0,033	70
SV07	363	0,046	0,002	0,044	95
SV08	423	0,049	0,009	0,040	81
SV09	460	0,054	0,024	0,031	57
SV10	515	0,059	0,036	0,024	40
SV11	586	0,063	0,046	0,017	27

TABLE 11.1. – Pentes calculées au long des onze premières SV du Negro

Nous appuyant sur ces pentes calculées, et sur les paires hauteur/débit déjà disponibles, nous avons déterminé les nouvelles courbes de tarage, comme présenté dans la méthodologie, en utilisant cette fois en entrée des triplets hauteur/débit/pente. Les résultats des optimisations sont présentés dans le tableau 11.2, ainsi que sur la fig. 11.2 où nous illustrons les coefficients de Nash-Sutcliffe obtenus pour chacune des onze premières SV avec les deux types de pente (S_{clim} et S_{interp}). Nous retrouvons également sur la fig. 11.2 la moyenne des coefficients de Nash-Sutcliffe pour les onze stations virtuelles considérées, la ligne en pointillés bleus correspondant aux tests avec la pente climatologique et celle en pointillés verts aux tests avec celle interpolée.

11. Courbes de tarage et effet de barrage

	E_{NS}			$NRMSE$		
	Initial	Nouveau	ΔE_{NS}	Initial	Nouveau	$\Delta NRMSE$
SV01	0,17	0,70	312 %	23,0	15,0	-35 %
SV02	0,20	0,73	265 %	25,5	14,3	-44 %
SV03	0,25	0,60	140 %	24,6	19,6	-20 %
SV04	0,40	0,80	100 %	21,1	9,3	-56 %
SV05	0,40	0,82	105 %	22,0	11,0	-50 %
SV06	0,57	0,84	47 %	17,3	10,9	-37 %
SV07	0,60	0,81	35 %	15,7	11,2	-29 %
SV08	0,68	0,82	21 %	13,9	11,3	-19 %
SV09	0,83	0,90	8 %	10,3	8,3	-19 %
SV10	0,85	0,89	5 %	10,2	8,4	-18 %
SV11	0,84	0,83	-1 %	9,2	8,9	-3 %

TABLE 11.2. – Résultats de l’optimisation des onze premières CT du rio Negro en considérant, ou non, la variation temporelle de la pente

Les résultats présentés dans le tableau 11.2 illustrent l’influence décroissante de la pente sur le flux d’eau à mesure que l’on s’éloigne de la confluence. D’un cycle hydrologique très perturbé en aval, présentant une forte amélioration grâce à l’inclusion de la pente dans la courbe de tarage, on passe à un cycle hydrologique normal dans lequel cette même pente peut être considérée constante, et donc à des stations virtuelles pour lesquelles l’insertion de la pente variable n’aura aucune incidence sur la qualité de la courbe de tarage. Il est important de noter que ne sont consignées dans le tableau 11.1 que les améliorations obtenues en insérant la pente S_{interp} dans l’équation, cette pente étant celle qui a mené aux meilleurs résultats. On constate aussi dans le tableau 11.2 un comportement singulier aux abords de la SV07 du rio Negro. Alors que la tendance est à l’augmentation de la pente et à la diminution du ΔS , ce dernier augmente à nouveau. Cela dénote un autre type d’effet de barrage, non hydraulique mais physique. En effet, directement en aval de la SV07, au niveau de la confluence avec le rio Branco, les eaux du Negro passent par un étranglement : de 15 km de large avec de nombreuses îles, le fleuve passe en l’espace de quelques kilomètres à une largeur de seulement 1,5 km (voir fig. 11.3).



FIGURE 11.3. – Confluence entre le Branco et le Negro montrant l'effet de barrage physique du premier sur le second et le sens des écoulements (Image LandSat)

Ceci a pour effet de freiner l'écoulement et d'augmenter la zone pour laquelle la considération de la pente dans l'équation de la CT améliorera la qualité de l'ajustement.

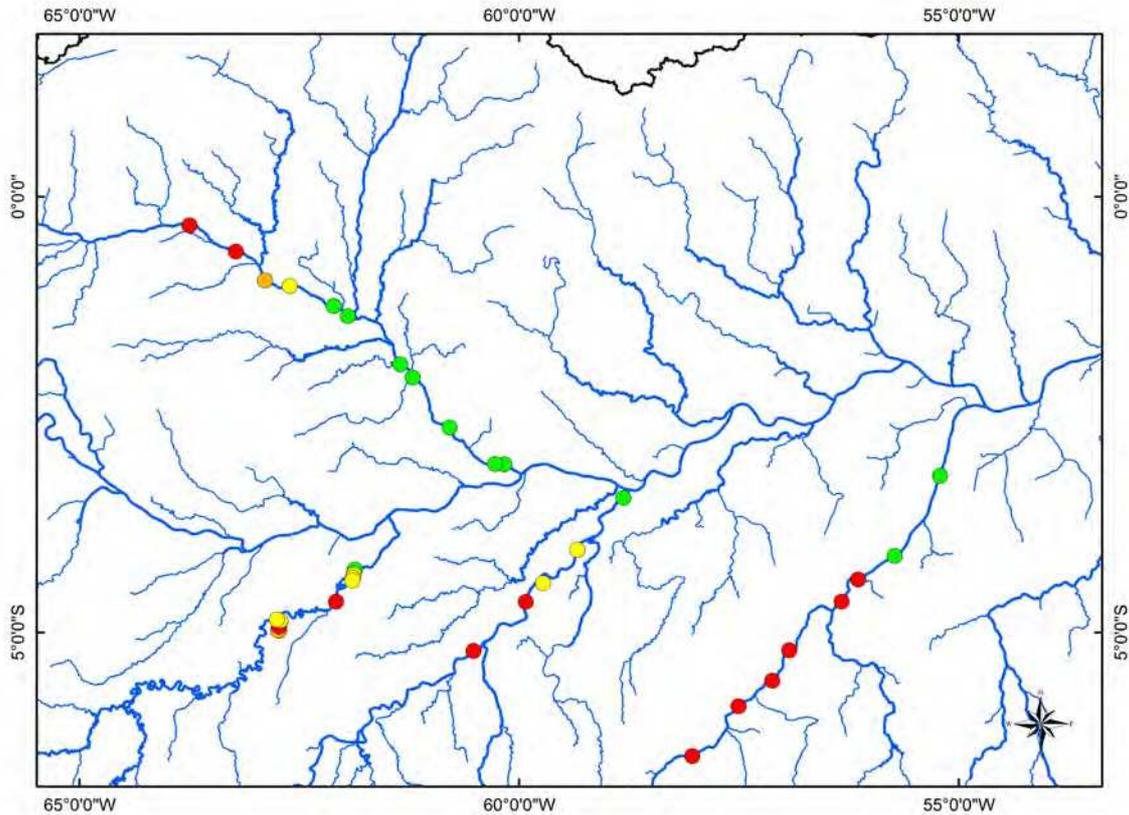


FIGURE 11.4. – Amélioration de l' E_{NS} et du $NRMSE$ par insertion de la pente

Nous avons aussi constaté que l'effet de barrage de l'Amazonie se faisait ressentir plus fortement sur les fleuves de la rive gauche que sur ceux de la rive droite (voir fig. 11.4), en raison du déphasage entre les cycles hydrologiques. De plus, la zone d'influence du débit aval va d'environ 100 km pour le fleuve Purus, jusqu'à plus de 500 km pour le Negro. Nous avons finalement obtenu des courbes de tarage en boucle, comme illustré sur la fig. 11.5.

Nous pouvons constater sur la fig. 11.5 l'effet de l'insertion de la pente variable dans la qualité de l'adéquation entre hauteurs d'eau et débits. Dans la fig. 11.5, les couples Q_{obs}/H_{altim} sont les triangles rouges. La courbe de tarage calculée en utilisant la formulation initiale (sans considération de la pente) est représentée par les triangles noirs à fond blanc. En vert sont les points H_{altim}/Q_{calc} issus de l'optimisation de la courbe de tarage en tentant compte de la pente. Enfin nous avons superposé quelques mesures ADCP disponibles à cet endroit et pour la même période (triangles jaunes). Nous constatons que, comme attendu du fait de l'augmentation du coefficient de Nash et Sutcliffe et de la diminution de l'erreur quadratique moyenne, les débits calculés au travers de la nouvelle formulation sont plus à même de représenter la variabilité temporelle des débits, qu'ils soient simulés ou mesurés. Si les couples obtenus sont encore, par moment, distants des couples observés, cela est dû principalement aux erreurs faites lors du calcul de la pente. En effet, nous avons constaté que le mode de calcul de la pente peut faire varier les résultats de manière significative. Or, quel que soit le mode de calcul, la pente calculée ne représente certainement que grossièrement la pente de la surface libre réelle.

11.3. Conclusions

Suite aux constatations faites chapitre 6, nous avons pu adapter notre méthodologie pour les zones de confluence, en modifiant la formulation initiale de la courbe de tarage pour prendre en compte la pente variable de la surface libre. Ainsi, pour la première fois nous avons été capable de

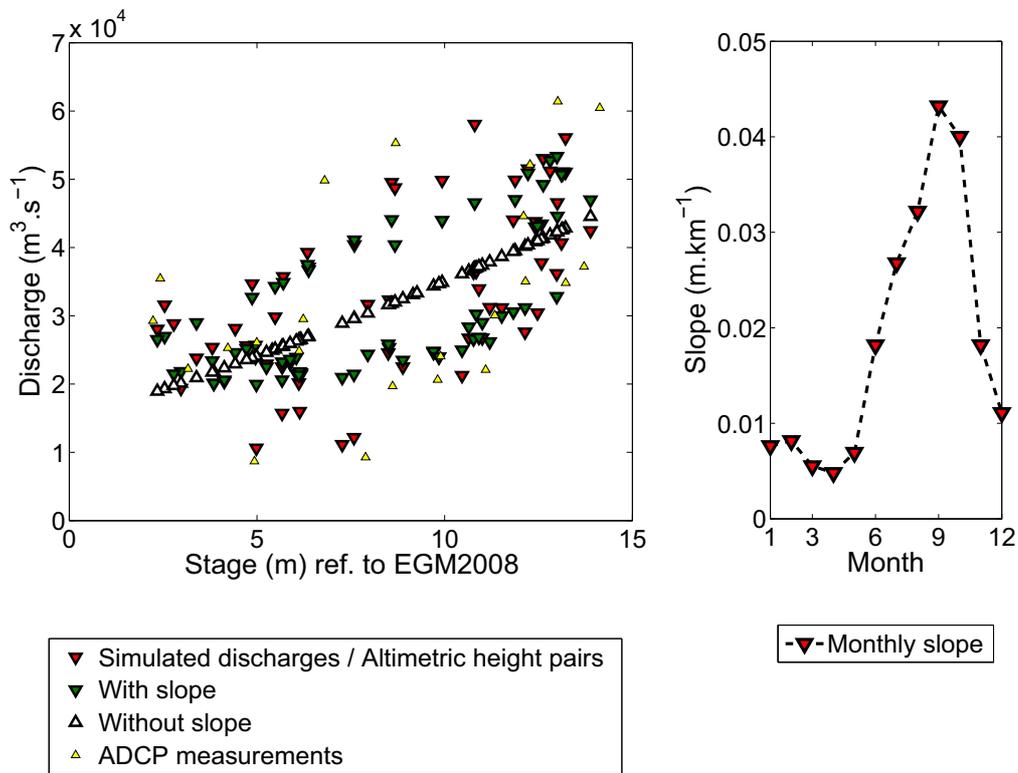


FIGURE 11.5. – Relation hauteur-débit de la station virtuelle 564 sur le Negro (Source : Paris *et al.* (en révision))

11. Courbes de tarage et effet de barrage

déterminer une courbe de tarage du Negro en amont de Manaus qui représente de façon adéquate la forme caractéristique de la relation hauteur/débit.

Grâce à cette prise en compte, l'évolution des pentes et des améliorations nous a permis de conclure que les deux types d'effet de barrage, l'hydraulique et le physique, se font ressentir sur le Negro. Nous avons obtenu une amélioration de l' E_{NS} maximal de l'ordre de 300 %, et une diminution du NRMSE d'environ 50 % par rapport aux courbes de tarage sans considération de la variabilité de la pente.

Nous avons également montré que le calcul de la pente à partir des données de hauteurs d'eau altimétriques est entouré d'une grande incertitude, les gammes de pentes obtenues variant de plus de 33 % selon la méthode utilisée. Il apparaît donc que le calcul de la variation spatio-temporelle de la pente est un point critique pour la détermination des débits au travers de courbes de tarage dans les zones de confluence. De ce point de vue, la mission SWOT devrait apporter de grandes avancées en nous permettant de connaître, non plus seulement une hauteur d'eau, mais un couple hauteur/pente.

12. Validation de données de pluie et de sorties de modèles hydrologiques

Les résultats que nous montrons dans ce chapitre sont en partie issus du *trabalho de conclusão de curso* (TCC), l'équivalent brésilien d'un stage de licence, exécuté par Mylena Vieira Silva sous la supervision de Joecila Santos da Silva (UEA) et de Stéphane Calmant (IRD/LEGOS), et présenté en décembre 2014.

Comme nous l'avons évoqué, la mauvaise qualité des courbes de tarage a deux causes principales : un problème dans les données d'entrée, ou une mauvaise modélisation des relations hauteur/débit. Comme nous l'avons montré chapitre 11, les défauts de formulation du modèle de courbe de tarage peut être dépassé en insérant une troisième variable, la pente de la surface libre. Dans ce chapitre nous tenterons d'interpréter les sources d'erreur dues aux données d'entrée de notre modèle.

12.1. Généralités

Outre les zones où le fleuve subit un effet de barrage, nous avons pu constater une très forte diminution de la qualité des courbes de tarage sur les bassins localisés dans la partie nord-ouest du bassin amazonien. Ces zones, sujettes à des précipitations intenses de plus de 6 000 mm/an, souffrent d'un manque de données *in situ*, qu'elles soient de débits ou de précipitations, d'où la difficulté de les modéliser. Les taux de pluie estimés par satellite sur ces bassins sont souvent très disparates, comme le montre la fig. 12.1.

Nous pouvons voir sur la fig. 12.1 la répartition spatiale des précipitations sur le bassin du Japura, un de ceux pour lesquels le modèle MGB-IPH et les courbes de tarage se sont avérés de mauvaise qualité. Ces précipitations moyennes ont été calculées sur la période d'octobre 2011 à octobre 2012. Nous constatons que, selon l'algorithme utilisé, la variabilité spatiale ainsi que la moyenne annuelle varient beaucoup. En outre, Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2012) ont montré que la principale source d'incertitude des modèles hydrologiques était les précipitations. Nous avons souhaité ici évaluer la corrélation entre la mauvaise qualité des champs de pluie, et celle du modèle et des courbes de tarage.

12.2. Résultats

À partir de chaque champ de précipitations (deux illustrés fig. 12.1, plus CMOPRH et PER-SIANN), nous avons calibré automatiquement le modèle MGB-IPH sur le bassin du Japura pour la période 2000-2013. Nous avons ensuite déterminé la courbe de tarage pour quatre stations virtuelles. Les résultats, présentés dans le tableau 12.1, illustrent la forte interdépendance des résultats des courbes de tarage aux résultats du modèle et à la qualité des champs de précipitations.

12. Validation de données de pluie et de sorties de modèles hydrologiques

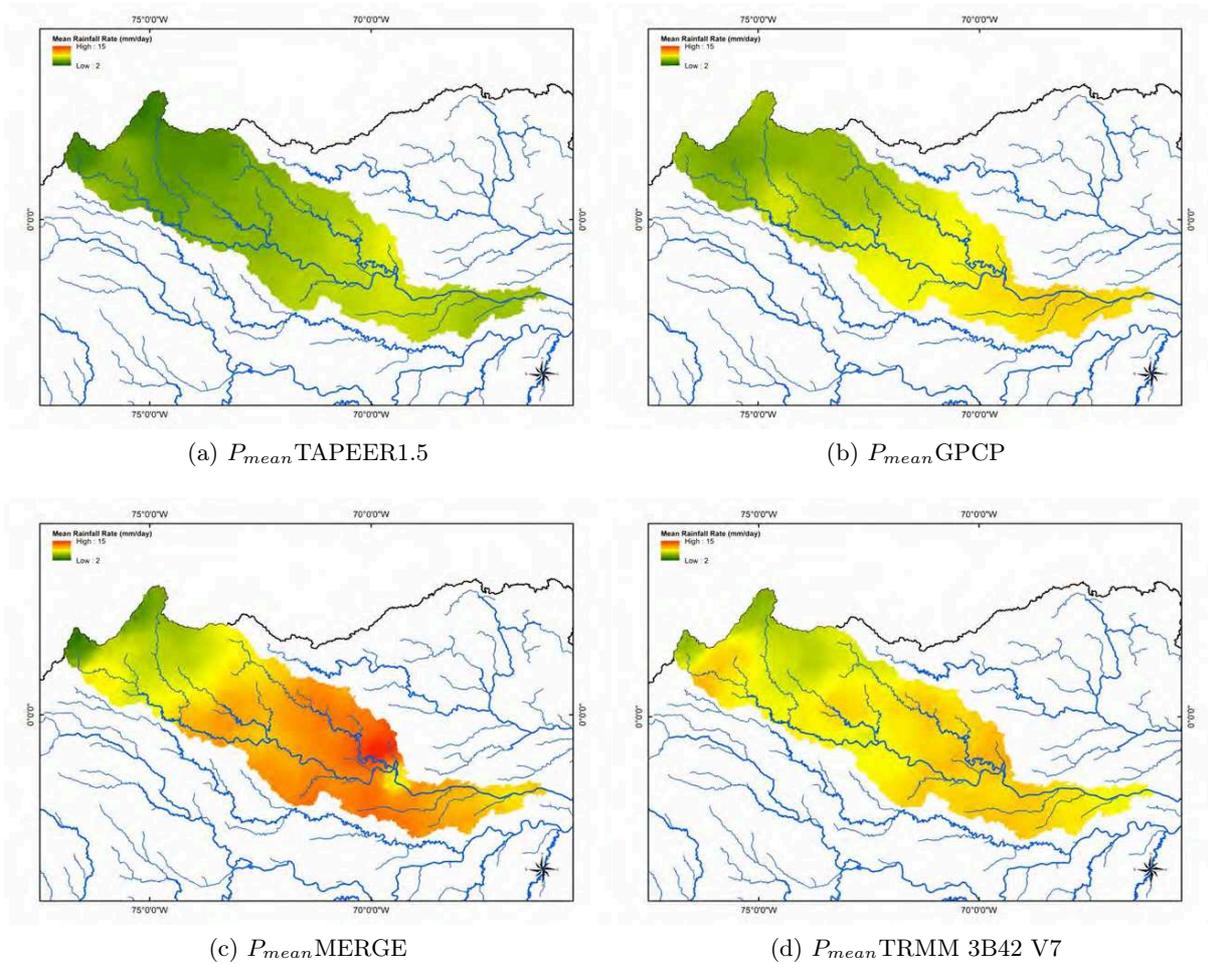


FIGURE 12.1. – Précipitations moyennes annuelles estimées par différents algorithmes entre octobre 2011 et octobre 2012 sur le bassin du Japura. a) TAPEER1.5 ; b) GPCP ; c) MERGE ; d) TRMM 3B42 V7

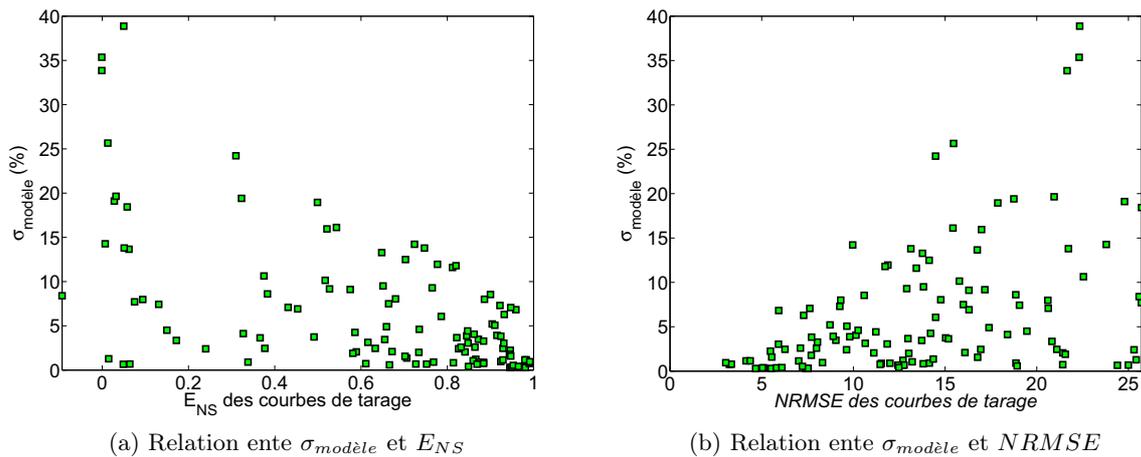
	Modèle		Courbe de tarage	
	E_{NS}	ΔQ_{90}	E_{NS}	$NRMSE$
TAPEER	0,04	-4,82	/	/
GPCP	0,43	-9,2	0,61	15,42
MERGE	0,42	-9,36	0,64	14,87
PERSIANN	-0,09	-4,82	0,07	19,32
CMORPH	0,04	13,8	0,22	19,69

TABLE 12.1. – Qualité du modèle (calculée par rapport aux débits *in situ*) et des courbes de tarage pour le bassin du Japura à Vila Bittencourt

Le tableau 12.1 montre clairement que la qualité des courbes de tarage, du moins pour les tests effectués sur le bassin du Japura, est fortement liée à la qualité des débits modélisés qui, elle-même, dépend directement de la source à partir de laquelle sont estimées les précipitations.

Afin de vérifier cette affirmation, nous avons également souhaité déterminer la relation entre l'erreur estimée sur le débit du MGB-IPH sur le bassin amazonien et la qualité des courbes de tarage (E_{NS} et $NRMSE$) pour un échantillon aléatoire de 100 SV. Ces relations sont illustrées fig. 12.2.

Au travers de la lecture du coefficient de Nash-Sutcliffe et du $NRMSE$ des stations virtuelles

FIGURE 12.2. – Relation entre $\sigma_{\text{modèle}}$ et E_{NS} (a) et entre $\sigma_{\text{modèle}}$ et $NRMSE$ (b)

traitées, nous avons pu constater une corrélation entre la qualité des débits simulés par le modèle et l'ajustement avec les hauteurs altimétriques. La fig. 12.2 montre cette corrélation de l' E_{NS} et du $NRMSE$ avec le $\sigma_{\text{modèle}}$. Comme nous pouvons le constater, un $\sigma_{\text{modèle}}$ bas, qui correspond à un modèle efficace, signifie généralement que la courbe de tarage obtenue sera de bonne qualité (E_{NS} haut et $NRMSE$ bas).

Nous avons également noté que certains points singuliers (par exemple $\sigma_{\text{modèle}}$ très faible mais E_{NS} et $NRMSE$ élevés) étaient localisés dans des zones affectées par l'effet de barrage.

12.3. Conclusions

Au travers de ces tests, nous sommes parvenus à vérifier, comme nous le pensions intuitivement, que la qualité des courbes de tarage dépend de la qualité du modèle et donc des champs de précipitations. En ne considérant pas les zones dans lesquelles le fleuve est soumis à l'effet de barrage du fleuve aval (zones pour lesquelles la qualité, bien qu'initialement basse, peut être augmentée de façon significative en corrigeant l'équation de la courbe de tarage comme nous le montrons chapitre 11), nous pouvons conclure que la mauvaise qualité des courbes de tarage est presque toujours due à une mauvaise qualité des débits modélisés. Si cette mauvaise qualité peut avoir de nombreuses explications, elle est le plus souvent due à un modèle non/mal calibré ou à des champs de précipitations ne représentant pas la réalité. Dans des bassins tels que celui du Japura, cette mauvaise représentation est due au manque de données *in situ* disponibles pour calibrer les produits satellitaires ainsi qu'à la grande variété des altitudes, des pentes et des processus à l'origine des précipitations.

Les courbes de tarage offrent ainsi une solution indépendante de validation des modèles hydrologiques, et par là même la possibilité d'une première estimation de la qualité des champs de précipitations.

13. Comparaison avec les courbes de tarage *in situ*

Nous allons voir dans ce chapitre comment les courbes de tarage se comportent en comparaison avec les courbes de tarage utilisées par les agences nationales pour fournir aux communautés des séries temporelles de débits. Le but de ce chapitre n'est pas de critiquer les méthodes actuelles mais bien d'analyser l'intérêt d'une uniformisation des méthodologies.

13.1. Généralités sur les courbes de tarage *in situ*

Comme nous l'avons précédemment évoqué, les séries de débits fournies aujourd'hui par les organismes de gestion des eaux à travers le monde sont, dans leur grande majorité, des séries de hauteurs d'eau transformées en débits par le biais d'une courbe de tarage. Ces hauteurs d'eau peuvent être récoltées automatiquement, mais elles le sont en général manuellement, ce qui, en plus des erreurs propres à la variable mesurée (en fonction du vent, des ondulations, etc., la hauteur au point de mesure peut être différente de la hauteur en d'autres points de la section) ajoute une incertitude de mesure. Or, aucune notion d'incertitude n'est accouplée aux débits « observés » fournis.

De plus, la production des courbes de tarage est bien souvent un processus assez opaque que l'utilisateur final a l'impossibilité de connaître. Ce processus est souvent basé sur des mesures sporadiques (ou tout du moins sur des mesures en conditions normales, excluant par là même les valeurs extrêmes), et sur des relations mathématiques n'ayant pas de fondement physique. Comme nous le montrons ci-dessous, la recherche de la meilleure relation ne semble pas être uniforme, cette dernière pouvant être une relation polynomiale de degré 2, 3, 4 ou 5 selon la loi qui s'ajustera au mieux.

Enfin, les débits proviennent de courbes de tarage qui ne sont généralement pas nivelées, ce qui signifie que la seule information disponible est la cote lue à la règle, règle n'allant pas jusqu'au fond de la section.

13.2. Comparaison avec les courbes de tarage altimétriques

Nous nous sommes ici penché sur deux exemples, qui sont à nos yeux caractéristiques du bassin et de ce qui se passe traditionnellement avec les courbes de tarage *in situ* : la station d'Óbidos et celle de Manicoré. Si le choix d'Óbidos est évident tant cette station est unique en son genre, nous avons également retenu Manicoré car elle se situe à proximité d'un croisement entre les traces au sol des missions ENVISAT et Jason-2.

13.2.1. Détermination des courbes de tarage *in situ*

Pour déterminer les courbes de tarage *in situ* pour ces deux stations, nous avons calculé, par simple régression polynomiale, la relation liant les débits et les cotes mis à disposition par l'ANA. Les couples cote/débit obtenus pour la station de Manicoré entre 1998 et 2011 sont illustrés fig. 13.1.

Nous pouvons tout d'abord constater fig. 13.1 que les données mises à disposition présentent un problème, car deux courbes sont superposées. Il semble évident que quelque chose s'est passé

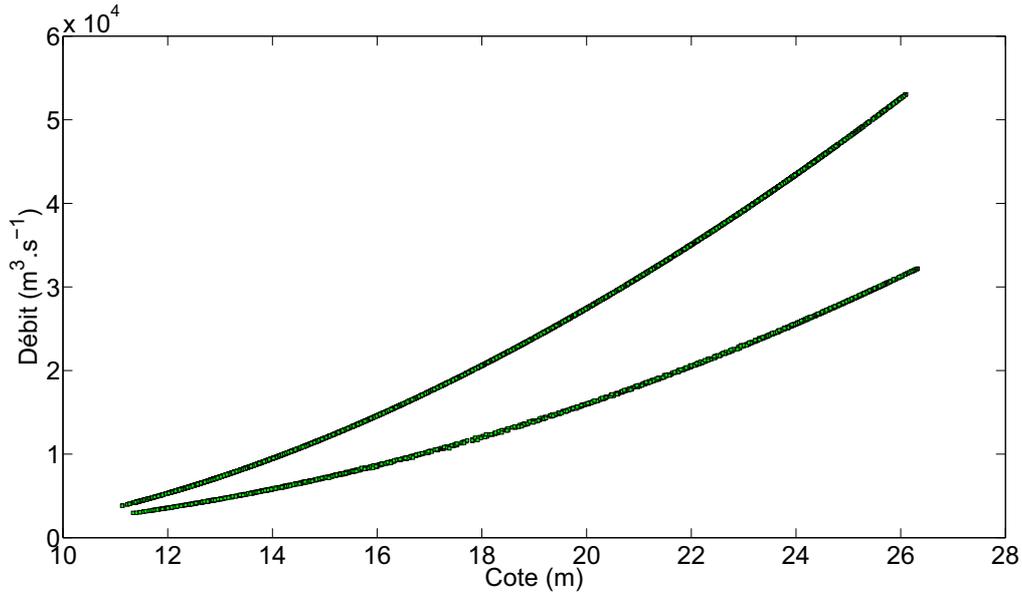


FIGURE 13.1. – Courbe de tarage de l’ANA à Manicoré (données téléchargées le 18/03/2015) montrant les couples cote/débit entre 01/01/1998 et 31/12/2014

à un certain moment dans la transformation de la hauteur en débit. Après vérification, cette erreur est effective dans les données depuis début 2008 (voir également fig. 13.2). En retirant les débits estimés depuis 2008, nous avons pu déterminer la courbe de tarage *in situ* liant cotes et débits à Manicoré. Nous avons également déterminé cette courbe de tarage pour Óbidos. Les équations des deux courbes de tarage sont présentées ci-dessous :

$$Q_{Mani} = 0.0104h^2 - 5.5647h - 3043.4 \quad (R^2 = 1) \quad (13.1)$$

$$Q_{Obi} = -18.95h^5 + 385.21h^4 - 2493.7h^3 + 6755.3h^2 + 10613h + 77925 \quad (R^2 = 1) \quad (13.2)$$

Nous avons augmenté graduellement le degré de l’équation, en partant de 2 jusqu’à ce que le coefficient de corrélation atteigne la valeur de 1. Nous pouvons voir dans les équations 13.1 et 13.2 que, selon la station *in situ*, le degré de l’équation polynomiale varie, étant 2 pour Manicoré et 5 pour Óbidos. Nous constatons également, en nous attardant sur les coefficients des polynômes, que les débits estimés peuvent être négatifs si la cote passe en dessous d’une certaine valeur, donc si elle est hors plage de validité de la CT. Ainsi, les relevés de cote lors d’un étiage fort (dans le cas de Manicoré, une cote passant en dessous de 8,30 m), ou *a fortiori* extrême, ne permettraient pas de déterminer un débit.

13.2.2. Relation avec les courbes de tarage altimétriques

Nous avons souhaité évaluer comment les courbes de tarage altimétriques que nous avons déterminées pour ces deux locations se comparent à celles de l’ANA. Pour cela, nous avons calculé, pour Manicoré, les débits à partir des hauteurs d’eau altimétriques fournies depuis 1993 par les différentes missions. Les débits calculés sont illustrés fig. 13.2, avec les débits estimés à partir des cotes mesurées et de la courbe de tarage *in situ*.

Nous pouvons voir fig. 13.2 que, de manière générale, les deux séries de débits sont, comme attendu, fortement similaires étant donné que pour cette SV la CT altimétrique a présenté de bons indicateurs de qualité. Comparés aux mesures ADCP, les débits altimétriques s’avèrent

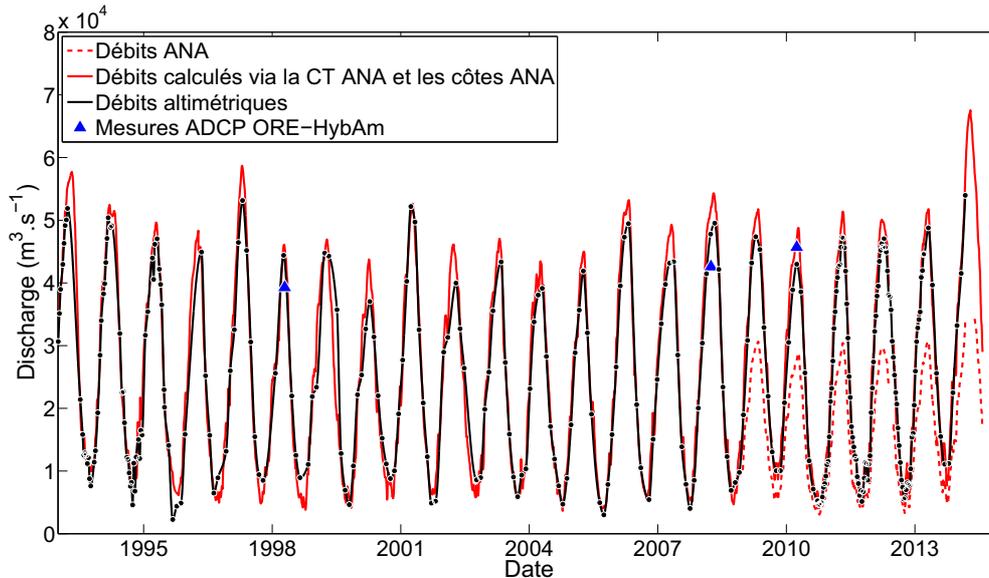


FIGURE 13.2. – Série temporelle de débits de l'ANA à Manicoré tels que fournis sur le site (trait rouge pointillé) et ceux calculés à partir des cotes d'eau fournies sur le site (trait rouge continu). Débits calculés par altimétrie à partir des données ERS-2, T/P, ENVISAT, Jason-2 et Srl/AltiKa (trait noir)

cohérents, avec une différence moyenne absolue de 7 % pour 3 débits de crue (1998, 2008 et 2010).

Quant à Obidos, si l'on se penche sur la fig. 13.3, adaptée de Jaccon (1987), nous constatons que les deux CT *in situ* et altimétriques sont fortement différentes. La CT *in situ* de l'ANA est un polynôme de degré 5. En premier lieu, la fig. 13.3 nous montre que l'estimation d'une courbe de tarage est fortement dépendante des mesures utilisées. Ainsi, les CT historiques diffèrent les unes des autres. Pour une cote de 9 m, les débits estimés par les CT historiques varient entre 190 000 et 300 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, soit une différence de 110 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$! Sur la fig. 13.3 nous montrons également les mesures ADCP effectuées lors de campagnes de l'ORE-HybAm.

Nous pouvons constater que, pour des gammes de hauteurs fréquentes, les débits mesurés par ADCP et ceux estimés par la courbe de tarage de l'ANA sont similaires. La courbe de tarage que nous avons déterminée à partir des données altimétriques présente également un comportement acceptable, même si en bas débits celle de l'ANA semble fournir une meilleure estimation du débit. Cependant, et cela est dû au degré du polynôme, nous pouvons observer qu'en conditions de forte crue la CT de l'ANA a tendance à fortement extrapoler. Pour une cote de 9 m, par exemple, le débit estimé au travers de la CT de l'ANA est de plus de 300 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ au lieu d'environ 250 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ par ADCP. En ce qui concerne la CT altimétrique, le débit estimé est de l'ordre de 270 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$.

Une information importante à noter est que la quasi-totalité des débits mesurés par ADCP se trouve dans l'intervalle de confiance associé à notre courbe de tarage et extrait des FDP.

13.3. Conclusions

Nous avons pu voir que les courbes de tarage utilisées par l'ANA pour transformer les cotes relevées en débits n'ont aucune base physique, et que, par conséquent, elles ne permettent pas d'en déduire d'autres informations telles que l'élévation du fond du fleuve ou la forme de la section. Leur propre formulation pose problème, car selon le degré du polynôme utilisé elles peuvent induire de grandes erreurs sur les débits dans les cas extrêmes. De plus, comme nous

13. Comparaison avec les courbes de tarage in situ

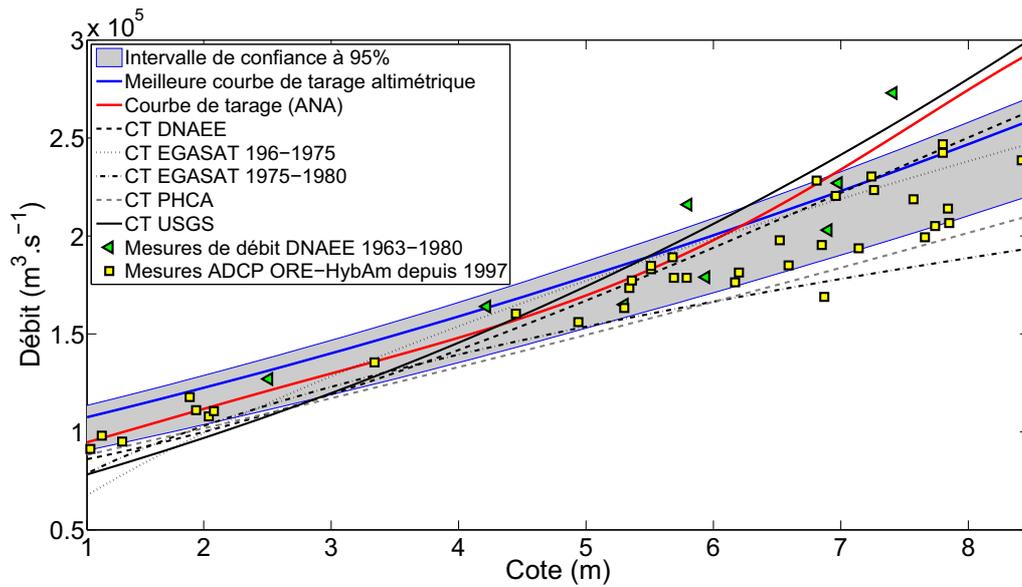


FIGURE 13.3. – Ensemble de courbes de tarage à Óbidos, incluant celle de l’ANA (courbe rouge) et l’altimétrique (courbe bleue) avec son intervalle de confiance associé

avons pu le vérifier pour la CT de Manicoré, le fait qu’elles soient basées sur des mesures *in situ* les contraint nécessairement à une gamme de hauteurs réduites, étant donné qu’il est en général impossible d’effectuer des mesures en très basses et très hautes eaux. Par opposition, les courbes de tarage altimétriques offrent la possibilité d’utiliser des données issues de toutes les conditions hydrologiques, dans la limite évidente de l’échantillonnage temporel de la mission utilisée. Cependant, même pour ENVISAT qui possède un cycle de répétition de 35 jours, le fait que nous disposions de dix années d’observations nous a permis d’observer de nombreux extrêmes.

De plus, les différentes stations de mesure, formant en théorie un réseau national, ne sont pas nivelées entre elles. Elles nécessitent un fastidieux nivellement, comme expliqué par Medeiros Moreira (2010) et Calde et al. (2013). Ainsi, au contraire des CT altimétriques qui sont référencées dans un système géodésique, il est difficile d’utiliser les CT de l’ANA en essayant de les mettre en cohérence les unes avec les autres et d’en déduire les pentes de surface libre, paramètre hydrologique de toute première importance.

Cinquième partie

Applications

Nous nous attacherons dans cette partie à exposer les conséquences pouvant être déduites des résultats présentés ci-dessus, ainsi que les principales analyses qui nous ont poussé à faire les constatations précédentes. Nous montrerons aussi les applications et utilisations possibles des courbes de tarage obtenues par l'application de la méthodologie sur la base de données. Cette partie sera divisée en quatre chapitres, qui sont :

- Chapitre 14, « Utilisations de l'élévation du fond du fleuve », dans lequel nous exposerons certaines des utilisations possibles du coefficient « Z_0 » ainsi que la manière dont nous sommes parvenu à valider les valeurs de ce coefficient.
- Chapitre 15, « Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite ». Dans ce chapitre, nous explorerons au travers de cas test la capacité de notre méthodologie à identifier des caractéristiques connues de sections hydrauliques, à savoir la forme des sections et la bathymétrie.
- Chapitre 16, « Relations de géométrie hydraulique en Amazonie », dans lequel nous discuterons de l'existence ou non, entre les paramètres des CT le long d'un fleuve, de relations issues de l'hydraulique et mises en avant par certains auteurs.
- Chapitre 17, « Calcul et prévision de débits ». Ici, nous montrerons pourquoi et comment les courbes de tarage permettent aujourd'hui d'obtenir une estimation du débit en temps quasi réel. Nous discuterons également de la possibilité de prévoir les débits à partir des seules observations altimétriques.

14. Utilisations de l'élévation du fond du fleuve

Nous avons montré que les résultats des courbes de tarage sur le paramètre Z_0 étaient cohérents dans leur ensemble avec ce à quoi nous nous attendions, à savoir des fleuves profonds à basse altitude et des fleuves moins profonds en montagne. Cependant, une validation plus stricte doit être faite sur ce paramètre afin de pouvoir affirmer qu'il peut effectivement être réutilisé par la suite. Nous détaillerons dans ce chapitre les étapes de validation qui ont été suivies et montrerons ce que peut apporter la connaissance précise de l'élévation du fond du fleuve.

14.1. Validation du coefficient « Z_0 »

La validation des valeurs du coefficient « Z_0 » passe par sa comparaison directe avec des valeurs connues ou par l'étude d'informations qui peuvent en être extraites. Nous avons validé le coefficient « Z_0 » par les expériences décrites ci-dessous.

14.1.1. Validation par des mesures ADCP

Le meilleur moyen de valider un résultat expérimental est de le comparer avec une observation. En effet, même si une telle observation est toujours sujette aux erreurs de mesure ou d'interprétation, c'est elle qui se rapproche le plus de la réalité du terrain. Lorsque l'on s'intéresse à l'élévation du fond d'un fleuve, le moyen d'obtenir cette information est de mesurer le niveau de l'eau et sa profondeur. Il est important de noter que l'estimation d'une profondeur est une technique périlleuse, principalement lorsque l'on s'intéresse à des cours d'eau naturels, larges et profonds. En effet, le fond du fleuve peut présenter une forte irrégularité, avec parfois un canal principal plus profond de plusieurs mètres que le reste du lit, comme illustré fig. 14.1.

14. Utilisations de l'élévation du fond du fleuve

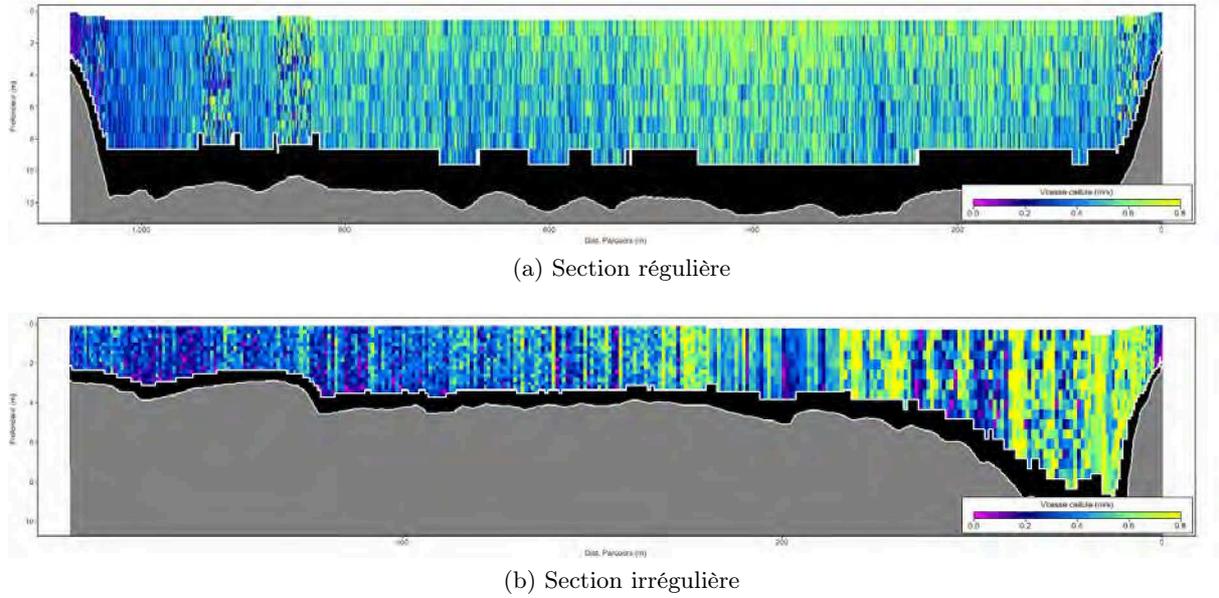


FIGURE 14.1. – Différents types de sections transversales de rivières. Cas de deux sections du rio Negro localisées sur deux bras différents mais à une faible distance l'une de l'autre. En abscisse se trouve la distance parcourue depuis la rive gauche, en ordonnée la profondeur. L'échelle de couleur représente la vitesse du flux mesurée par l'ADCP

Comme le montre la fig. 14.1, la détermination de l'élévation du fond du fleuve ou de la profondeur est beaucoup plus intuitive dans le cas 14.1a que dans le cas 14.1b.

Nous avons comparé la profondeur calculée à partir du coefficient « Z_0 » des courbes de tarage (en soustrayant « Z_0 » à la hauteur d'eau observée par satellite) à celle obtenue à partir de données ADCP récoltées durant les campagnes de mesures réalisées périodiquement par la CPRM. La profondeur ADCP est obtenue en divisant l'aire totale de la section mesurée par l'ADCP par la largeur de la section. Cela nous donne la profondeur d'une section à fond régulier équivalente à la section vraie. Nous appellerons cette profondeur PEM (*Profondeur d'Eau Mesurée*), par opposition à celle estimée à partir de l'altimétrie (PEE, *Profondeur d'Eau Estimée*). Les résultats de cette comparaison sont présentés dans le tableau 14.1.

Nom localisation	Mois	Année	Distance (km)	PEM (m)	PEE (m)	Sigma (%)
Foz Purus	Septembre	2010	~ 1	19,29	20,27	-5,1
Itapeua	Mai	2010	10	32,54	32,30	< 1
Manacapuru	Février	2010	35	25,29	26,59	-5,2
Foz Madeira	Décembre	2009	6	9,25	9,78	5,8
Itacoatiara	Janvier	2010	> 50	32,70	36,56	-11,8
Paricatuba	Décembre	2009	~ 1	27,08	26,87	< 1
Beruri	Avril	2010	15	20,65	19,50	5,5

TABLE 14.1. – Résultats de la comparaison entre PEM et PEE en sept localisations

Nous pouvons voir dans le tableau 14.1 que pour les sept sections de comparaison, les résultats sont très satisfaisants : l'erreur sur la profondeur se situe entre 12 % (de la profondeur observée) et moins de 1 %. Nous constatons également que le résultat le moins bon est obtenu lorsque la distance entre la section mesurée par ADCP et la station virtuelle est de l'ordre de 50 km. Or, sur une telle distance, la géométrie du fleuve peut varier de manière conséquente. Nous venons ainsi de démontrer que, pour les sept sections comparées, la section équivalente déterminée par la mise

en cohérence des hauteurs altimétriques et des débits modélisés au travers de notre méthodologie est similaire à celle obtenue par les mesures ADCP.

14.1.2. Validation par modélisation inverse

Dans une étude récente, Garambois *et al.* (en révision) ont tenté d'analyser l'effet d'irrégularités de la géométrie du fond d'un fleuve sur la ligne d'eau. Les lois d'hydraulique prévoient que de telles irrégularités se feront ressentir sur la ligne d'eau, à la fois dans l'espace et dans le temps. Cette étude a été proposée dans le cadre de la mission SWOT dont un des objectifs est d'observer de telles variations. Dans ce travail, nous nous sommes intéressés au cas d'un bief du Xingu qui est croisé une dizaine de fois sur une distance d'une centaine de kilomètres par une même trace ENVISAT. Sur la fig. 14.2 sont localisées les six stations virtuelles utilisées. Nous pouvons

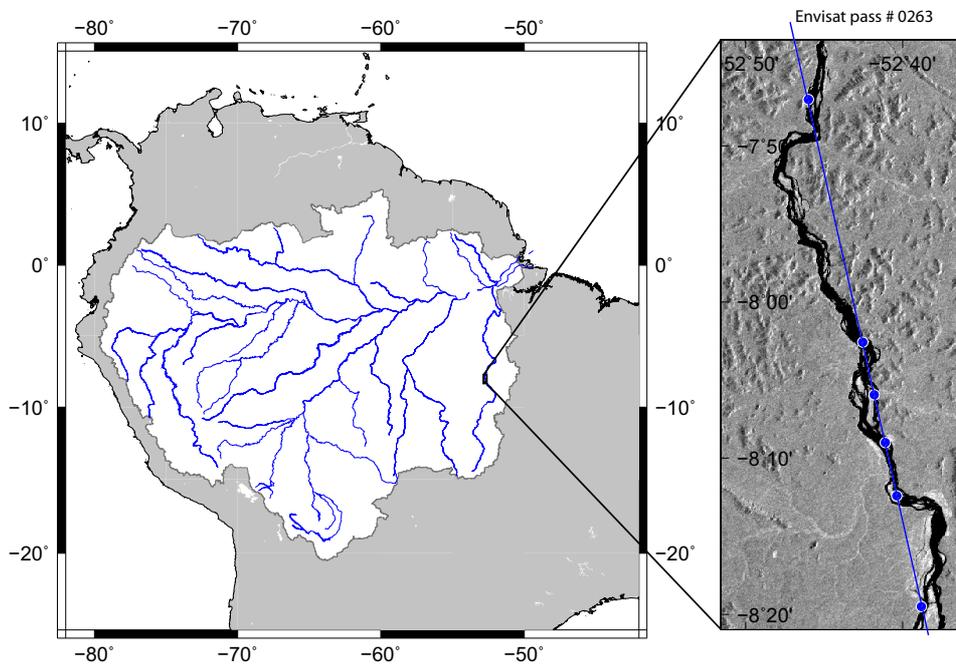


FIGURE 14.2. – Localisation du bief et des stations virtuelles étudiées (Source : Garambois *et al.* (en révision))

également remarquer que sur ce bief le fleuve présente de nombreux bras. Une simulation de courbes de remous a été effectuée pour différentes conditions de débits. La géométrie du fleuve aux sections considérées a été définie par les coefficients « Z_0 » que nous avons obtenus pour ces SV et par une section et une rugosité variant avec la profondeur d'eau, comme illustré sur la fig. 14.3. Le profil obtenu présente des irrégularités, avec une remontée aux alentours du 30e kilomètre et des variations de pente conséquentes, comme on peut le voir sur la fig. 14.4.

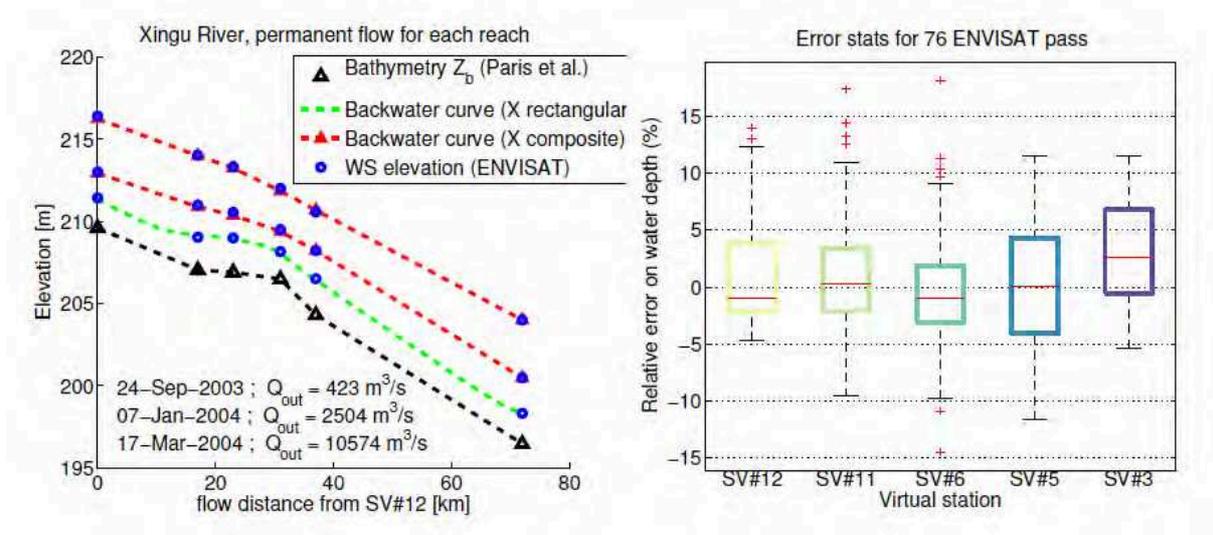


FIGURE 14.4. – Lignes d'eau obtenues par simulation de courbes de remous entre six SV du Xingu (Source : Garambois *et al.* (en révision))

Toujours sur la fig. 14.4, les lignes d'eau obtenues par modélisation inverse et celles observées par ENVISAT présentent de fortes similitudes. L'erreur moyenne sur les 76 passages du satellite ENVISAT pour les 6 SV est de 3,8 cm. Dans cette expérience, Garambois *et al.* (en révision) ont montré que le coefficient « Z_0 » obtenu au travers de notre méthodologie est cohérent, et ce même pour des fleuves à fort contrôle de section et à plusieurs bras. De plus, ce coefficient peut être réutilisé dans des modèles hydrauliques.

Cependant, un problème inhérent au mode de calcul des courbes de tarage est apparu lors de cette étude. En effet, l'assignation automatique des SV à un mini-bassin peut être la source d'incohérences lorsque plusieurs SV, comme c'est le cas du Xingu, se retrouvent dans le même sous-bassin du modèle MGB-IPH. Nous avons ainsi constaté que pour les SV du même sous-bassin, les débits moyens calculés à partir des courbes de tarage ne sont pas nécessairement monotones. Cela est dû au fait que les CT sont calculées indépendamment les unes des autres, et qu'aucune condition n'est posée sur la comparaison avec la CT amont ou aval. Ce genre de problème est apparu uniquement dans ce cas, c'est-à-dire lorsque plusieurs SV sont déterminées pour la même trace sur une courte distance, comme cela peut arriver sur les fleuves très sinueux du bassin amazonien.

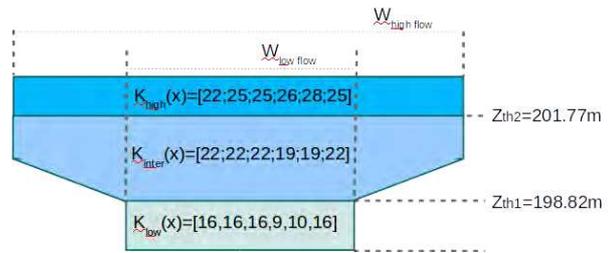
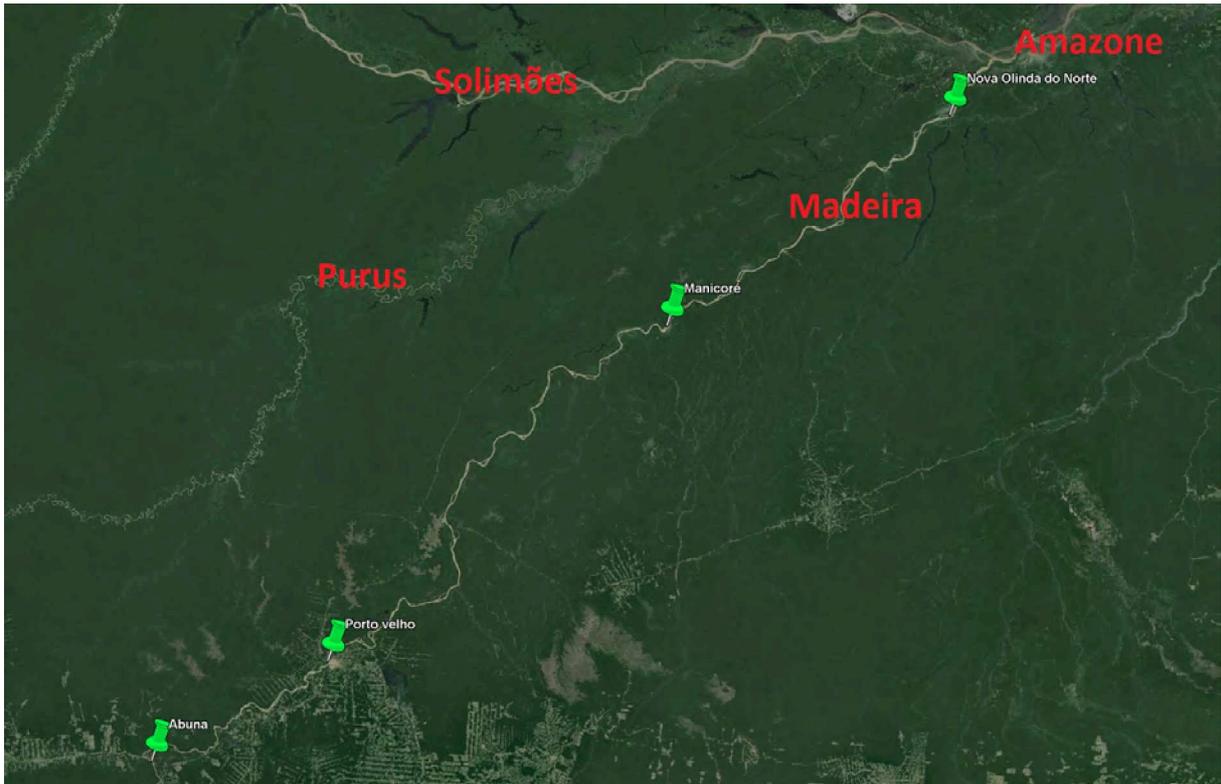


FIGURE 14.3. – Configuration des géométries des sections transversales (Source : Garambois *et al.* (en révision))

14.1.3. Profondeur des cours d'eau

Une des informations qui peut être extraite du coefficient « Z_0 » et de l'altimétrie, est la profondeur du cours d'eau, donnée nécessaire, par exemple, pour paramétrer les modèles hydrodynamiques. Aujourd'hui elle est généralement estimée en utilisant des relations géomorphologiques empiriques liant profondeur et aire de drainage. Or, de telles relations ne retranscrivent que partiellement bien la réalité du terrain, la largeur d'une section aval étant parfois inférieure à celle d'une section amont. L'Amazone à Óbidos en est l'un des exemples les plus flagrants. Nous avons montré dans le chapitre 7 que la profondeur moyenne en droit de la station virtuelle

FIGURE 14.5. – SV du Madeira utilisées pour comparer les profondeurs altimétriques et *in situ*

	Distance à l'embouchure (km)	Largeur du fleuve (km)	Distance gauge - SV (km)
Nova Olinda do Norte	70	1.3	30
Manicoré	450	1.6	25
Porto Velho	1000	1.35	40
Abuna	1200	0.7	20

TABLE 14.2. – Caractéristiques des sections en droit des quatre SV du Madeira.

peut aisément être estimée à partir du coefficient « Z_0 » de la courbe de tarage et des données altimétriques.

Nous avons comparé les hauteurs d'eau obtenues à partir du coefficient « Z_0 » de la courbe de tarage et des élévations altimétriques aux profondeurs calculées par le modèle MGB-IPH. En effet, l'une des informations de sortie du modèle, lorsqu'il est en mode hydrodynamique, est la profondeur d'eau à chaque section pour chaque intervalle de temps. La comparaison de ces informations sur quatre SV du Madeira (voir fig. 14.5) est illustrée fig. 14.6. Nous avons choisi ces SV car ce sont également des stations *in situ* de la base de données de l'ANA (toutes considérations faites sur la distance pouvant séparer les SV des stations de jaugeage). Le tableau 14.2 résume les caractéristiques des sections correspondant à ces quatre SV.

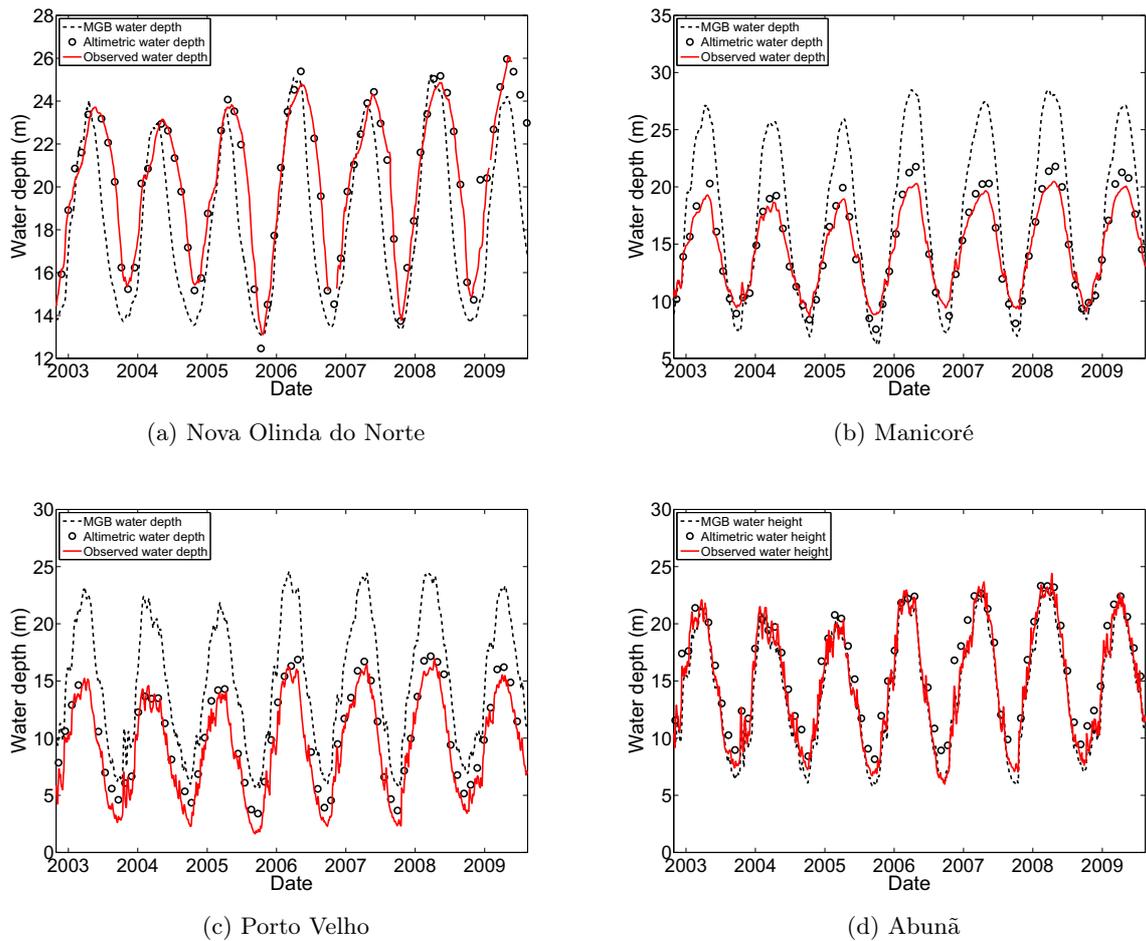


FIGURE 14.6. – Comparaisons des profondeurs mesurées, estimées, d'un côté, par le MGB-IPH et, de l'autre, à partir des hauteurs altimétriques et des coefficients « Z_0 »

Dans le tableau 14.2, les distances et les largeurs des sections ont été calculées par inspection visuelle d'images Landsat. Différents cas sont à discuter à partir de la fig. 14.6. Nous constatons tout d'abord que d'une manière générale le cycle hydrologique est bien représenté. Une analyse visuelle des biefs en amont et en aval des SV permet d'interpréter ces résultats. Porto Velho et Manicoré, pour lesquelles les profondeurs MGB sont sensiblement éloignées des profondeurs *in situ* et de celles calculées par l'altimétrie, sont des sections où les relations géomorphologiques utilisées dans Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013c) donnent des largeurs éloignées des largeurs calculées à partir des images Landsat, avec respectivement 740 m et 800 m contre 1 350 m et 1 600 m. Dans ces cas, les profondeurs altimétriques sont cohérentes avec les profondeurs mesurées. En revanche, lorsque la largeur calculée par relation géomorphologique est en adéquation avec la largeur réelle, les profondeurs MGB et altimétriques sont toutes deux cohérentes avec les profondeurs mesurées (cas de Abuña). Pour Nova Olinda do Norte, nous constatons un décalage temporel des profondeurs MGB, ce qui confirme les conclusions de Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013b). Les quatre graphiques de la fig. 14.6 illustrent sans ambiguïté que l'altimétrie permet de mieux capter les dynamiques des flux dans ces régions.

14.2. Applications

Par ces validations, nous avons également montré les possibilités qu'offre le coefficient « Z_0 » des courbes de tarage. Nous avons vu qu'il était possible d'utiliser les profils bathymétriques

obtenus pour effectuer sur certains biefs des modélisations hydrauliques de manière assez fidèle à la réalité.

De plus, les profondeurs extraites du « Z_0 » et des observations altimétriques peuvent être réinjectées dans des modèles hydrologiques, étant donné que les courbes de tarage permettent une meilleure représentation des variations spatiales des largeurs des sections considérées et des dynamiques des cours d'eau.

L'ensemble des valeurs du coefficient « Z_0 » permet en outre de dresser une topographie globale des fleuves du bassin amazonien. Une telle carte donne notamment, en y superposant les élévations de « Z_0 » aux minima et maxima observés par altimétrie, des informations sur la navigabilité des cours d'eau, en ne considérant cette fois-ci que les valeurs extrêmes observées sur la période. Dans le cas d'ENVISAT et de Jason-2, ce sont environ 70 mesures qui sont disponibles sur la période à laquelle le débit a été modélisé. Le bassin amazonien ayant connu de nombreux événements extrêmes entre 2002 et 2010, la mission ENVISAT est la plus à même de fournir une évaluation correcte de la profondeur minimale et maximale, et ce malgré son échantillonnage à 35 jours.

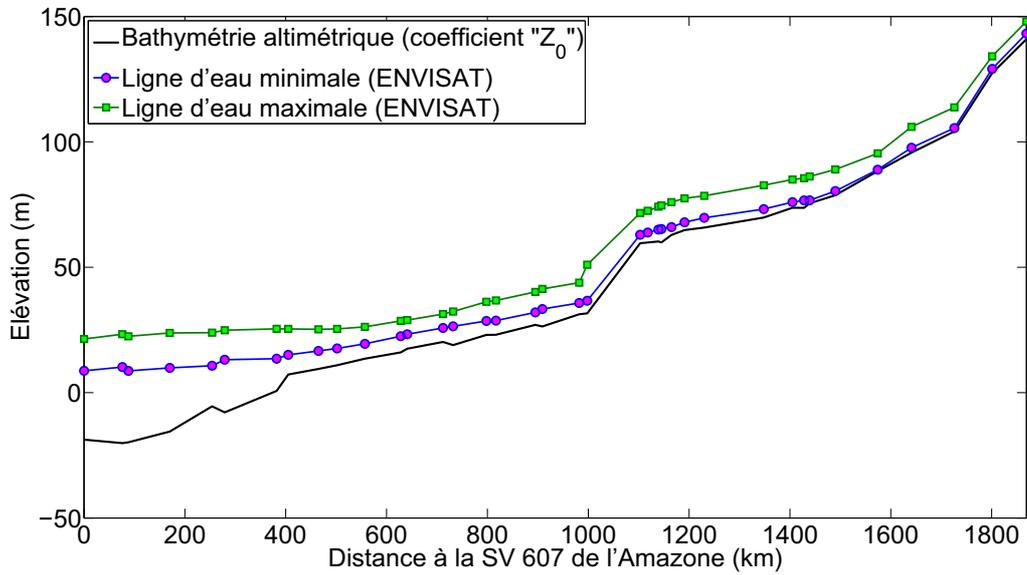
Les profils longitudinaux du Negro et du Madeira calculés à l'aide du coefficient « Z_0 » sont conformes de manière générale, comme illustré sur la fig. 14.7, aux lignes d'eau maximales et minimales obtenues par altimétrie. De plus, ils permettent d'identifier des points caractéristiques des deux fleuves, tels que les rapides de Jirau sur le Madeira et de São Gabriel da Cachoeira sur le Negro, ou encore l'existence d'un bief de faible profondeur sur le Madeira entre Humaita et Porto Velho. À partir de la connaissance du coefficient « Z_0 », nous pouvons imaginer un système opérationnel d'aide à la navigation fluviale par exemple. L'obtention en temps quasi réel des nouvelles informations de hauteurs d'eau par altimétrie permettrait en effet de mettre à jour la situation de navigabilité des différents cours d'eau du bassin et de déterminer des zones critiques (en dessous de la moyenne, en dessous de la profondeur d'alerte, etc.).

14.3. Conclusions

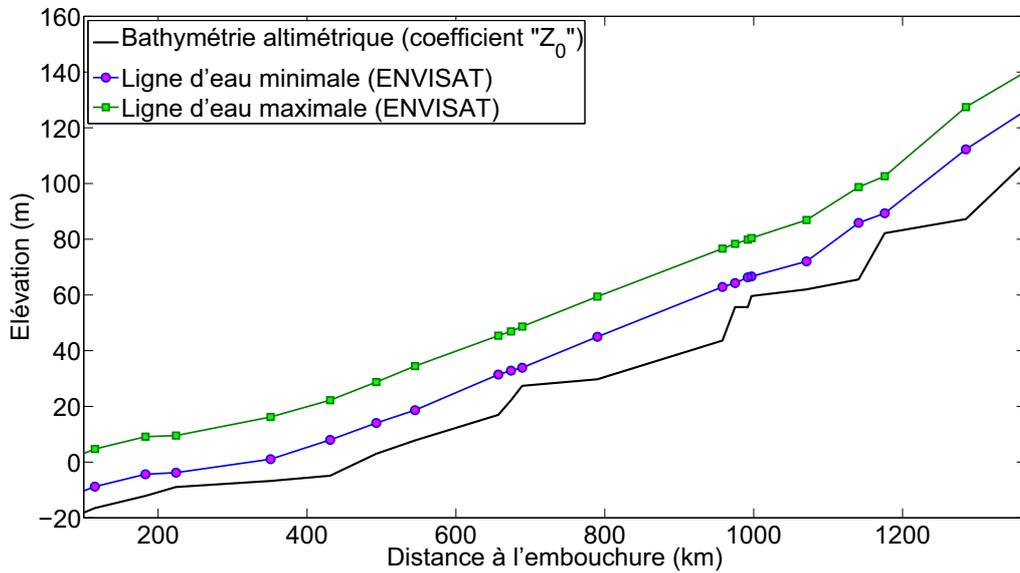
Nous avons vu dans ce chapitre une partie des utilisations possibles des coefficients des courbes de tarage. Avec le coefficient « Z_0 », nous pouvons obtenir de précieuses informations sur la profondeur d'un cours d'eau à un instant donné (par exemple lorsque le satellite émet une information d'élévation de la surface d'eau) ou en moyenne sur une période. Une telle information peut se montrer utile dans le domaine de la modélisation. En effet, de nombreux modèles se basent, pour estimer les caractéristiques géomorphologiques des fleuves (telles que la profondeur maximale), sur des relations empiriques qui bien souvent ne traduisent que grossièrement la réalité. Les hauteurs moyennes, maximales ou minimales obtenues par les courbes de tarage à partir de l'altimétrie peuvent être utilisées pour raffiner ces relations ou comme relations indépendantes.

Les profils des rivières peuvent être eux aussi mis à profit, par exemple dans une vision opérationnelle, en permettant de dresser un état en temps quasi réel des conditions de navigabilité des cours d'eau d'un bassin.

14. Utilisations de l'élévation du fond du fleuve



(a) Profil du Negro



(b) Profil du Madeira

FIGURE 14.7. – Profils longitudinaux du Madeira et du Negro avec les enveloppes max-min des observations altimétriques

15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite

Outre la profondeur, la courbe de tarage étant la relation qui lie les variations de hauteur d'eau et de débit, elle doit contenir, au travers des coefficients a et b , des informations sur la forme de la section étudiée. Nous présentons dans cette partie le design expérimental mis en place pour tester cette affirmation et la capacité de notre méthodologie à reproduire de telles informations dans différentes configurations. Pour cela nous nous appuyerons sur des rivières synthétiques permettant l'expérimentation de plusieurs cas de figure, et sur la comparaison des paramètres obtenus avec ceux du cours d'eau.

15.1. Design expérimental

Afin de confirmer l'adaptabilité de la méthode selon le type de fleuve étudié, nous avons choisi trois profils bathymétriques qui représentent ceux d'une grande partie des rivières naturelles. Les biefs étudiés, d'une longueur de 40 km, sont composés de 40 sections pour lesquelles sera analysée la relation H/Q. Pour chaque bathymétrie nous avons également considéré plusieurs types de section. Ainsi, au travers de l'exposant b_w , présent dans la relation entre la largeur et la profondeur ($W = W_0 \times h^{b_w}$), ce sont en réalité dix configurations qui ont été testées (voir tableau 15.2). Les cas pour lesquels $b_w = 0,01$ ont été rajoutés postérieurement en raison des constatations faites sur l'approximation *grand fleuve*, comme expliqué par la suite. Les définitions des différents coefficients cités dans ce chapitre sont explicitées tableau 15.1.

La largeur du fleuve varie en fonction de la profondeur suivant l'équation $W = W_0 \times h^{b_w}$ et du coefficient b_w , comme illustré sur la fig. 15.1. On constate fig. 15.1 que tous les profils ont la même largeur ($W = W_0$) lorsque $h = 1$ m.

La fig. 15.2 montre les différentes bathymétries testées ainsi que les lignes d'eau obtenues via la résolution des équations de Saint-Venant pour $Q = 200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $Q = 2\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans les cas où $b_w = 0,8$, $b_w = 0,5$ et $b_w = 0,1$. Dans la fig. 15.2, la bathymétrie de chaque cas apparaît en noir tandis que les lignes d'eau obtenues sont en vert, bleu et rouge pour $b_w = 0,8$, $b_w = 0,5$ et $b_w = 0,1$ respectivement.

Nous pouvons constater fig. 15.3 que les largeurs varient fortement en fonction du coefficient b_w choisi. De telles variations de la largeur, issues du mode de génération du W_0 , nous permettent de tester les effets d'un rétrécissement ou d'une expansion du fleuve sur la courbe de tarage, ainsi que les limites de l'hypothèse *grand fleuve*. Le tableau 15.2 regroupe l'ensemble des configurations testées, les valeurs renseignées étant les valeurs de l'exposant de la variable pente utilisées dans le test. La valeur de 0,33 correspond à l'exposant de pente à utiliser dans l'équation de Manning modifiée préconisée par Bjerklie *et al.* (2005) : $Q = k \times W \times h^{1,67} \times S^{0,33}$ et que nous avons choisi de tester en complément des configurations initiales où l'exposant de la pente est nul ou égal à 0,50.

Dans le tableau 15.2, les cas « grand fleuve » correspondent à des tests pour lesquels la valeur du W_0 est de l'ordre de 1 000 m, contre 100 m pour les autres cas test.

Nom du paramètre	Définition	Utilisation	Origine
a	Coefficient multiplicatif de la courbe de tarage	relation hauteur-débit - $Q = a \times (Z - Z_0)^b$	Estimé
b	Exposant de la courbe de tarage	relation hauteur-débit - $Q = a \times (Z - Z_0)^b$	Estimé
Z_0	Élévation du fond du fleuve	relation hauteur-débit - $Q = a \times (Z - Z_0)^b$	Estimé
W	Largeur de la section pour une profondeur donnée	forme de la section - $W = W_0 \times h^{b_w}$	Calculé
W_0	Largeur de la section lorsque $h = 1$ m	forme de la section - $W = W_0 \times h^{b_w}$	Donné
b_w	Exposant de la largeur	forme de la section - $W = W_0 \times h^{b_w}$	Donné
h	Profondeur d'eau	$h = Z - Z_0$	Calculé

TABLE 15.1. – Définitions des paramètres

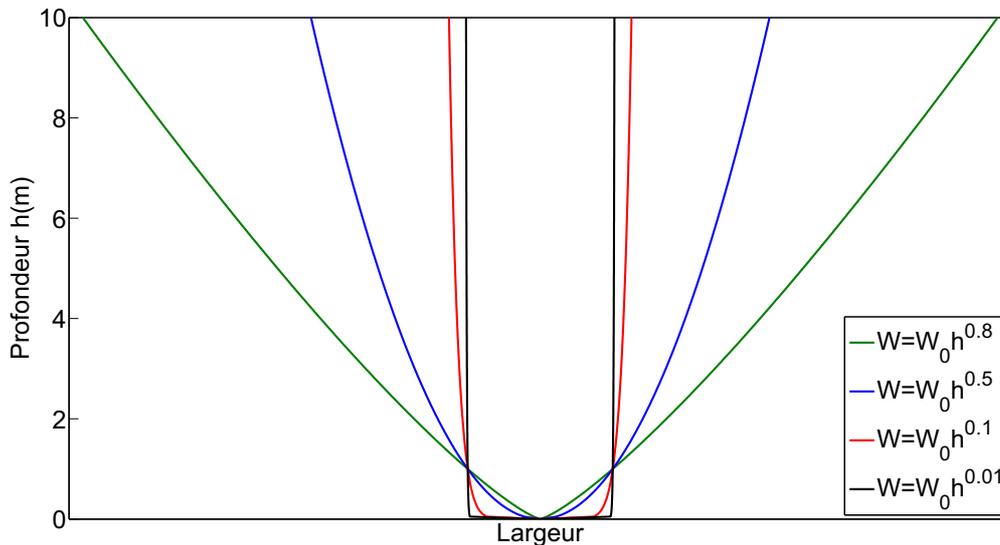
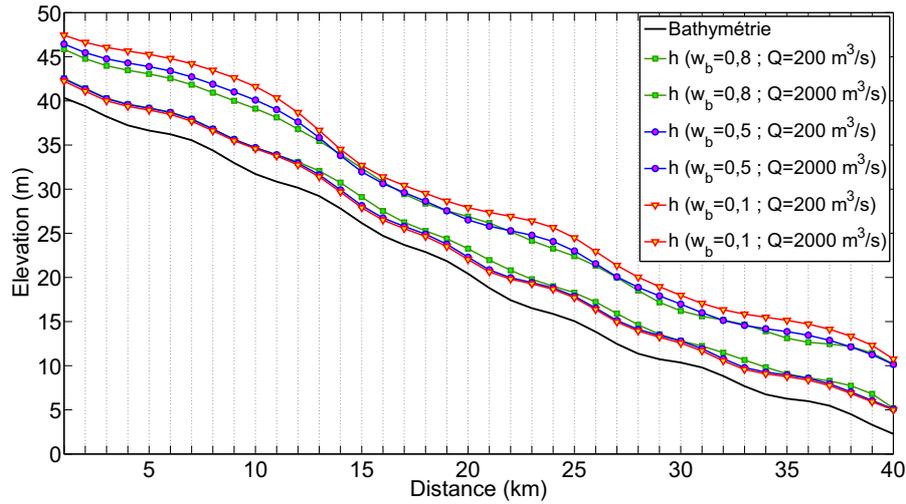
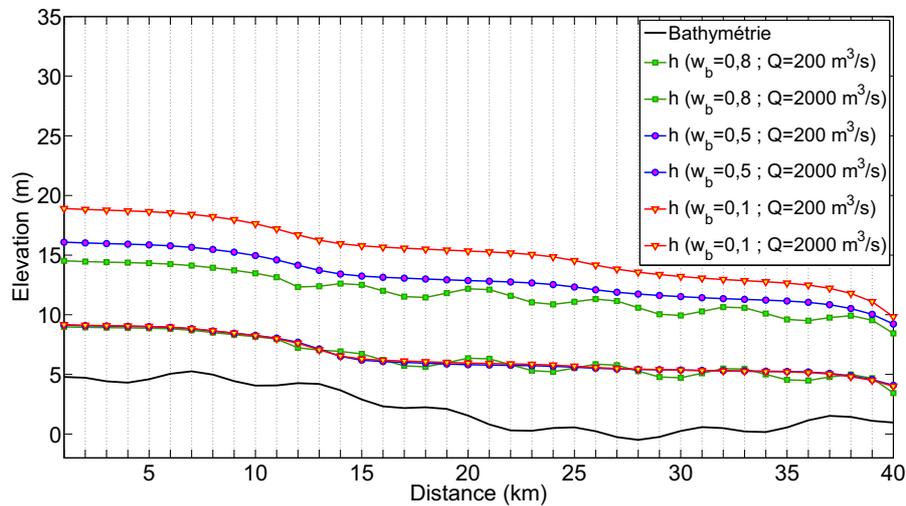


FIGURE 15.1. – Forme des sections transversales en fonction du coefficient « b_w », pour un « W_0 » donné (échelles non respectées)

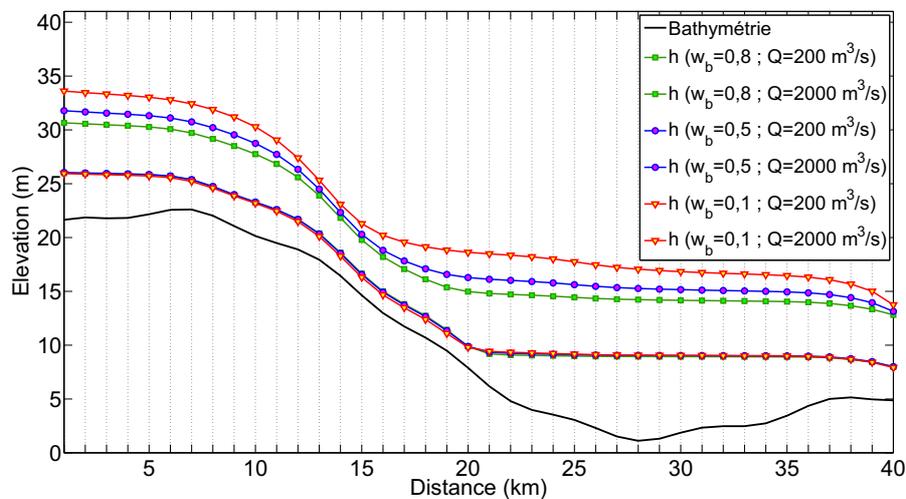
15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite



(a) Lignes d'eau obtenues pour la bathymétrie de type 1 (*cas 1*)



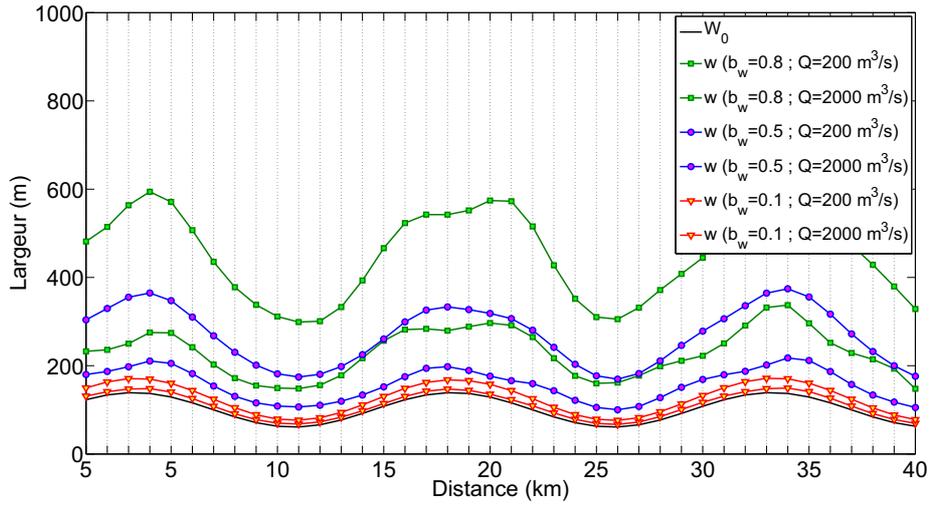
(b) Lignes d'eau obtenues pour la bathymétrie de type 2 (*cas 2*)



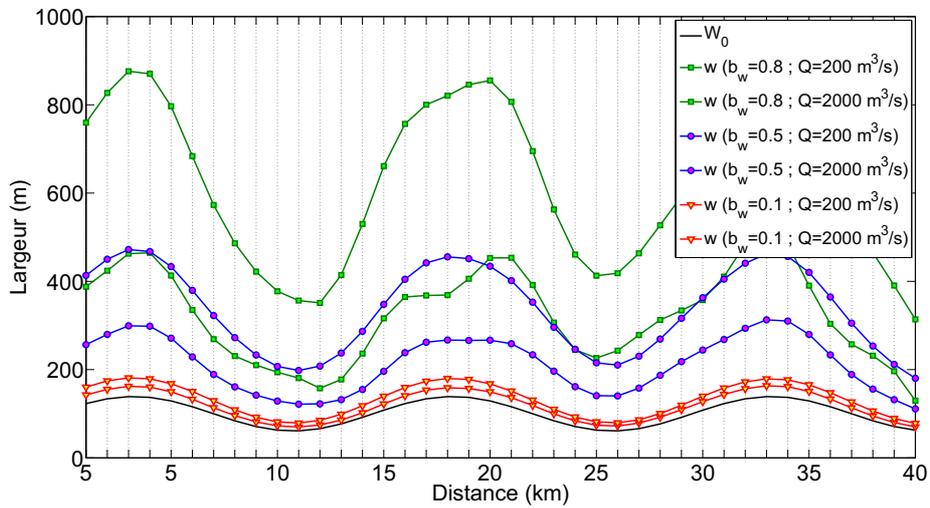
(c) Lignes d'eau obtenues pour la bathymétrie de type 3 (*cas 3*)

FIGURE 15.2. – Profils bathymétriques utilisés dans les expériences avec les lignes d'eau calculées pour chaque mode de variation de la largeur

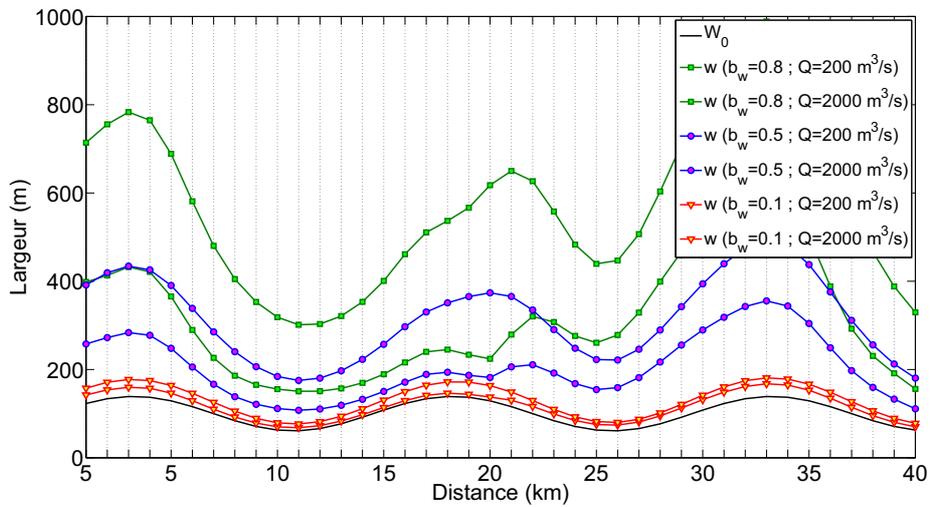
15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite



(a) Variations de la largeur pour la bathymétrie de type 1 (*cas 1*)



(b) Variations de la largeur pour la bathymétrie de type 2 (*cas 2*)



(c) Variations de la largeur pour la bathymétrie de type 3 (*cas 3*)

FIGURE 15.3. – Largeurs obtenues pour chaque bathymétrie aux débits de 200 et 2 000 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

	Bathymétrie		
	Pentu bosselé (<i>cas 1</i>)	Sans pente bosselé (<i>cas 2</i>)	Lac (<i>cas 3</i>)
0,1	0 ; 0,5	0 ; 0,5	0 ; 0,5 ; 0,33
0,5	0 ; 0,5	0 ; 0,5	0 ; 0,5 ; 0,33
0,8	0 ; 0,5	0 ; 0,5	0 ; 0,5 ; 0,33
0,01 grand fleuve	0 ; 0,5	0 ; 0,5	0 ; 0,5 ; 0,33
0,5 grand fleuve	0 ; 0,5	0 ; 0,5	-

TABLE 15.2. – Valeur des exposants de pente utilisés pour les trois bathymétries et les cinq coefficients de largeur

15.2. Résultats

Nous montrerons ici l'ensemble des résultats obtenus suite à l'application de la méthodologie que nous avons présentée dans Paris *et al.* (en révision) aux rivières synthétiques présentées dans le paragraphe précédent. Nous analyserons à la fois les indicateurs de qualité des courbes de tarage obtenues ainsi que les coefficients de ces dernières. Nous comparerons aussi ces coefficients aux informations que nous connaissons sur les biefs, à savoir la forme de la section et l'élévation du fond du fleuve.

15.2.1. Identification des caractéristiques géomorphologiques

Dans un premier temps, nous présentons la capacité de la méthodologie à retranscrire ces informations au travers de la formulation initiale de la courbe de tarage, $Q = a \times (H - Z_0)^b$. Nous tenterons par la suite d'exploiter ces résultats pour interpréter les raisons qui peuvent amener l'algorithme à une mauvaise estimation des caractéristiques de la section étudiée.

15.2.1.1. Formulation initiale

Nous avons reproduit la méthodologie telle qu'elle a été utilisée sur l'ensemble du bassin amazonien et exposée dans Paris *et al.* (en révision), en suivant l'équation de Manning (équation 5.4), pour chaque bathymétrie et chaque valeur de l'exposant b_w . La fig. 15.4 illustre la manière dont la bathymétrie a été identifiée par cette technique, et ce pour chaque cas d'entrée (cas pentu, à pente faible et lac) et chaque exposant. Nous retrouvons également fig. 15.5 les valeurs des coefficients « b » et « a » déterminés pour chaque section et chaque cas.

15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite

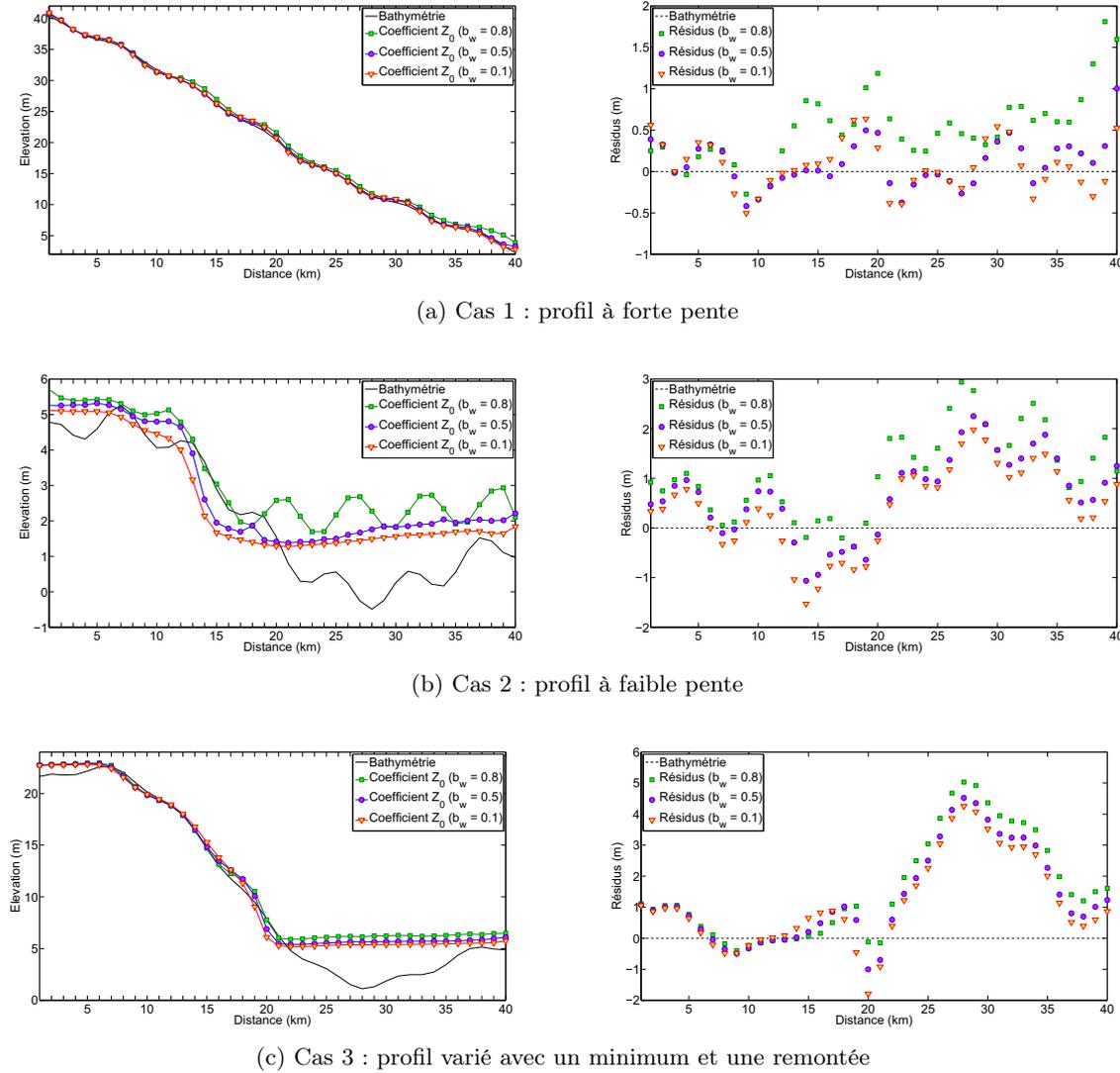
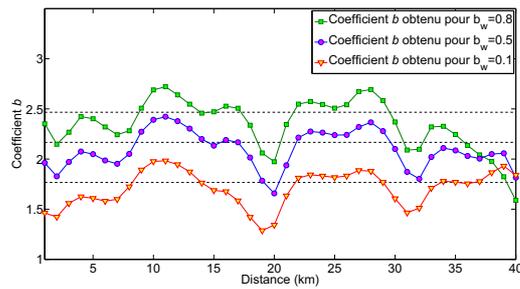


FIGURE 15.4. – Restitution des profils longitudinaux par les courbes de tarage (coefficient “ Z_0 ”) sans considération de la variabilité temporelle de la pente dans l’équation

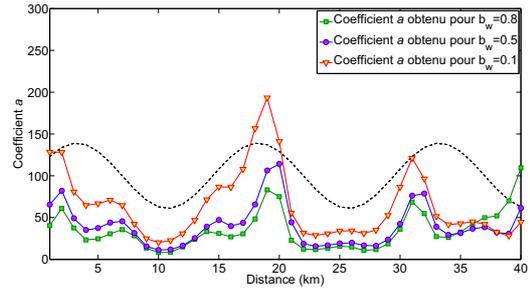
Différents comportements sont à noter sur la fig. 15.4. Tout d’abord, si l’on se penche sur le cas 1 (fig. 15.4a), on constate que dans l’ensemble le coefficient « Z_0 » fournit une représentation d’apparence assez fidèle de la bathymétrie observée. Cependant, si l’on regarde le tableau récapitulatif 15.3, on peut voir que la différence moyenne entre le « Z_0 » et la bathymétrie est de 10,90 %, 4,56 % et 4,59 % (valeurs relatives à la profondeur moyenne) pour b_w égal respectivement à 0,8, 0,5 et 0,1. Ces différences restent conséquentes, environ deux fois inférieures seulement à celles des cas 2 et 3. Cela est dû au fait que l’on étudie ici non pas une erreur absolue, mais une erreur relative à la profondeur, et que cette dernière est inférieure à celles des cas 2 et 3. Pour les cas 2 et 3 (fig. 15.4b et 15.4c), il est plus aisé de constater que l’identification de la bathymétrie ne s’est pas faite correctement, avec des différences respectives de l’ordre de 10 % et 20 % (voir tableau 15.3). De manière générale, la fig. 15.4 illustre qu’en matière de restitution de la bathymétrie vraie, de grandes différences (jusqu’à 32 % et 46 % de la profondeur respective des cas 2 et 3) sont observées.

Concernant le coefficient « b » de la courbe de tarage, nous constatons des comportements similaires pour les trois cas : les valeurs de « b » encadrent le « b » théorique ($5/3 + b_w$) mais présentent de fortes variations suivant la section. Ces variations longitudinales sont visibles sur la fig. 15.5.

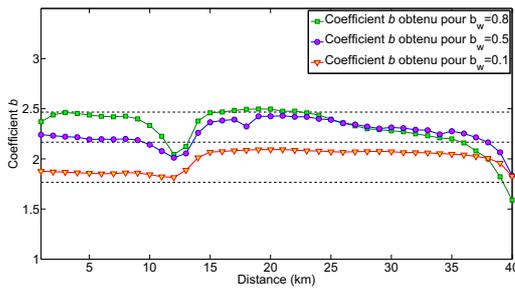
15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite



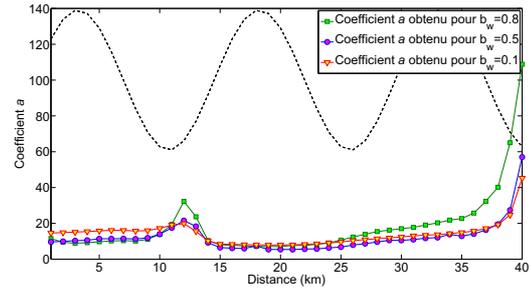
(a) Coefficients « b » obtenus pour le cas 1



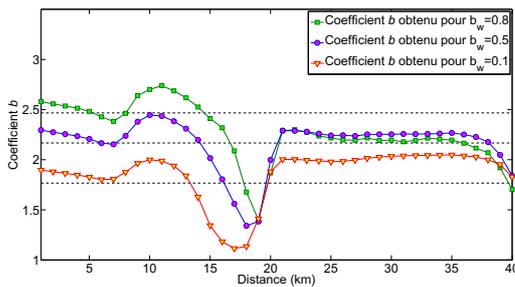
(b) Coefficients « a » obtenus pour le cas 1



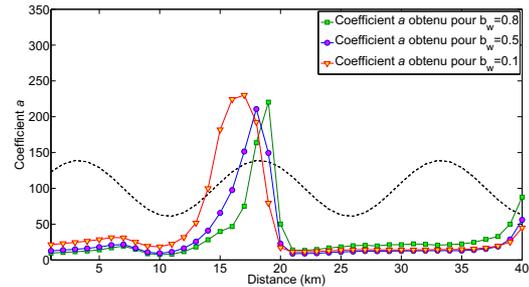
(c) Coefficients « b » obtenus pour le cas 2



(d) Coefficients « a » obtenus pour le cas 2



(e) Coefficients « b » obtenus pour le cas 3



(f) Coefficients « a » obtenus pour le cas 3

FIGURE 15.5. – Coefficients « a » et « b » obtenus en utilisant l'équation de Manning (sans considération de la variabilité de la pente) pour l'optimisation des courbes de tarage

Encore une fois, les erreurs d'identification de l'exposant de la courbe de tarage varient en fonction de la section, et donc en fonction de la pente et de la largeur.

Enfin, il est moins aisé de tirer des conclusions sur le coefficient « a ». Comme le montre la fig. 15.5, celui-ci suit les variations du « W_0 », notamment dans le cas 1, mais avec un coefficient multiplicateur. Ce coefficient provient, en théorie, du coefficient de rugosité de Manning. Cependant, nous constatons ici que, pour la formulation de la courbe de tarage sans considération de la pente, cette affirmation n'est pas vérifiée. Nous verrons par la suite comment relier le « a » et « W_0 ». De plus, nous voyons que le coefficient « a » est très fortement impacté par les variations du coefficient « b », et qu'une sorte de compensation s'exerce entre les deux. Ainsi, et cela est flagrant sur les cas 2 et 3 de la fig. 15.5, lorsque la valeur du coefficient « b » chute, celle du coefficient « a » augmente, et vice-versa. La première conclusion que nous pouvons en tirer est que les courbes de tarage s'adaptent au cas étudié afin d'approcher au mieux les débits au travers de la modification des coefficients « a » et « b ». Il est donc important d'évaluer dans quelle mesure la correction des CT au travers de l'insertion de la pente dans l'équation ramène également les coefficients à des valeurs plus en adéquation avec les informations connues des sections.

15.2.1.2. Considération de la variabilité temporelle de la pente dans l'équation de la CT

Comme nous l'avons vu chapitre 11, l'insertion de la pente dans l'équation de la courbe de tarage (équation 11.1) a pour effet l'amélioration de la corrélation entre débits observés et débits calculés. Il est donc nécessaire d'évaluer si, outre les débits, les paramètres associés à la CT sont eux aussi plus conformes à la réalité. Pour ce test, la pente (estimée au centre du bief) est insérée avec un exposant fixé à 0,5, comme suggéré par l'équation de Manning. La fig. 15.6 illustre les profils obtenus pour chaque cas étudié avec cette formulation.

Il est aisé de constater que la formulation dans laquelle la variation de la pente est considérée permet une détermination sensiblement meilleure de la bathymétrie que la formulation classique, et ce dans tous les cas et pour toutes les valeurs de l'exposant b_w . En effet, les erreurs relatives passent de l'ordre de la dizaine de pourcents à quelques pourcents (voir tableau récapitulatif 15.3). Notons que les cas présentant les meilleurs ajustements sont ceux pour lesquels $b_w = 0,5$. Cette remarque sera discutée par la suite. Suite à l'insertion de la pente dans l'équation de la courbe de tarage, la méthodologie a été capable d'identifier et de représenter remarquablement bien les variations et ondulations de la vraie bathymétrie (voir fig. 15.6).

Nous arrivons à la même conclusion dans les trois cas pour le coefficient « b ». Celui-ci est très largement corrigé, et sa valeur au long du bief étudié ne varie presque plus autour de la valeur attendue (voir fig. 15.7). Cependant, certaines sections, que nous évoquerons par la suite, sont encore assez loin de la valeur attendue. On constate fig. 15.8 que l'erreur sur « b » est minimale pour $b_w = 0,5$, et maximale pour $b_w = 0,1$. Sur la fig. 15.8 sont également tracés les coefficients « b » obtenus dans des tests supplémentaires effectués suite aux observations précédentes, et sur lesquels nous reviendrons par la suite (cas des grands fleuves).

Pour ce qui est du coefficient « a », étudier sa relation avec « b » n'a plus de sens, étant donné que nous venons de prouver que, hormis des erreurs dues aux approximations faites, celui-ci est constant le long du bief (car b_w est constant). En revanche, nous pouvons nous intéresser à sa relation avec « W_0 ». Cette relation est illustrée fig. 15.9.

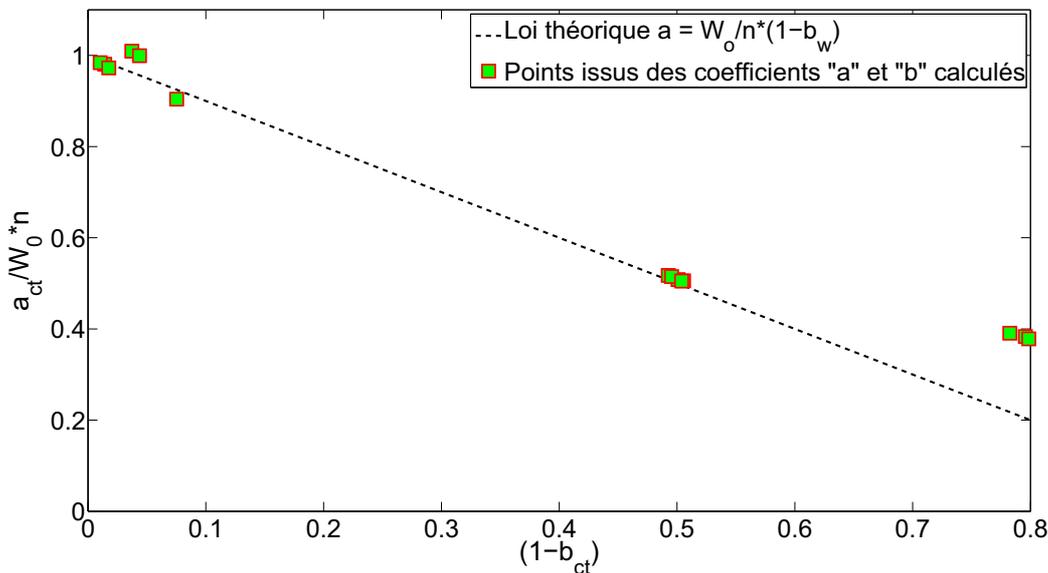
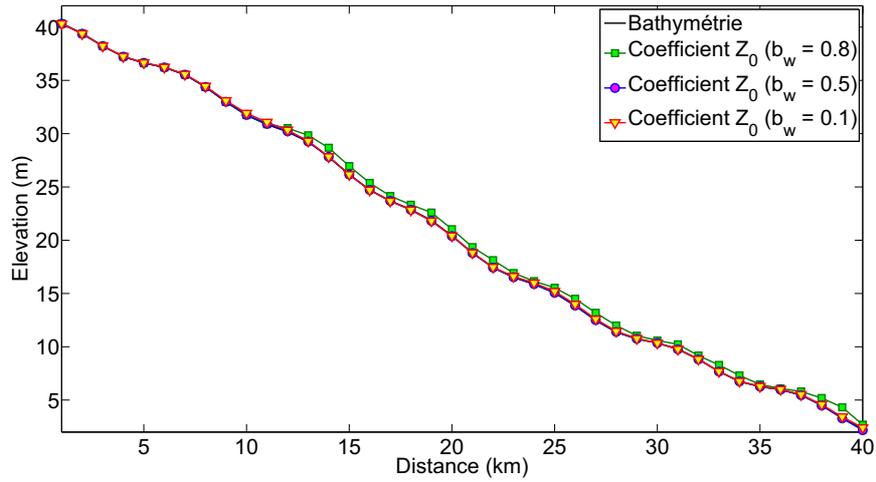
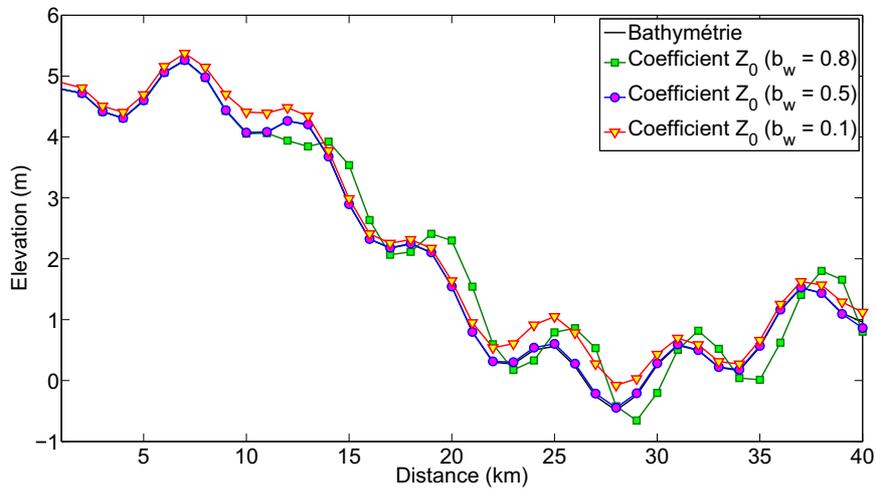


FIGURE 15.9. – Relation entre $a/W_0 \times n$ et $(1 - b)$ avec « a » et « b » estimés

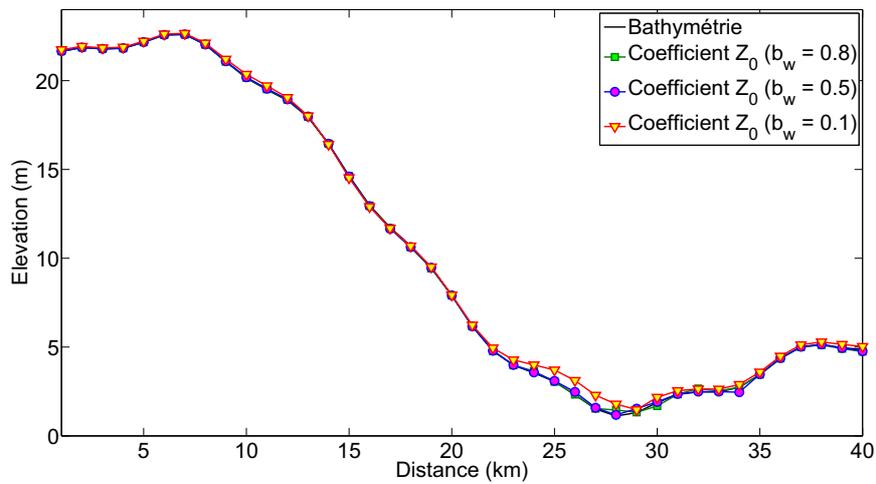
Au vu de la fig. 15.9, nous pouvons soumettre l'hypothèse qu'au premier ordre « a » et « W_0 » suivent une relation linéaire qui dépend du « b_w », donc du « b » estimé par notre méthodologie, tout au moins lorsque $b_w = 0,01$, $b_w = 0,1$ et $b_w = 0,5$, et ce quelle que soit la bathymétrie considérée. Si l'on retire le coefficient de rugosité de Manning, fixé à 0,05 pour tous les cas, le



(a) Cas 1 : profil à forte pente.



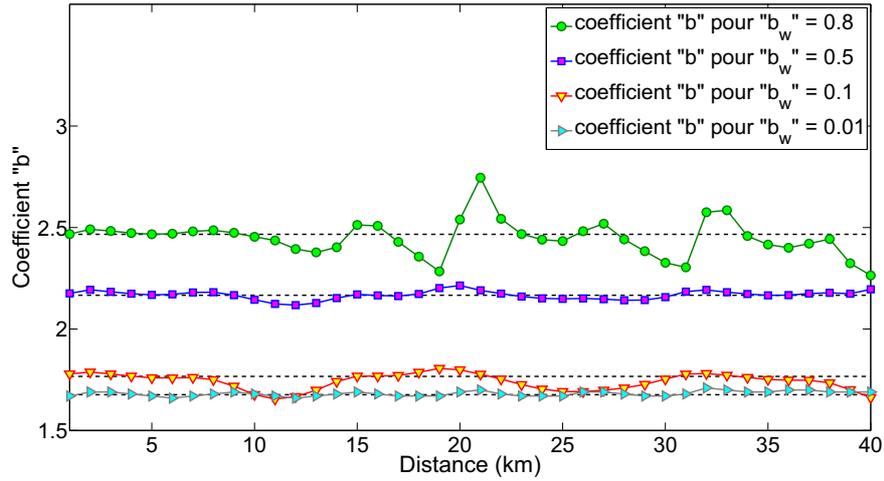
(b) Cas 2 : profil à faible pente.



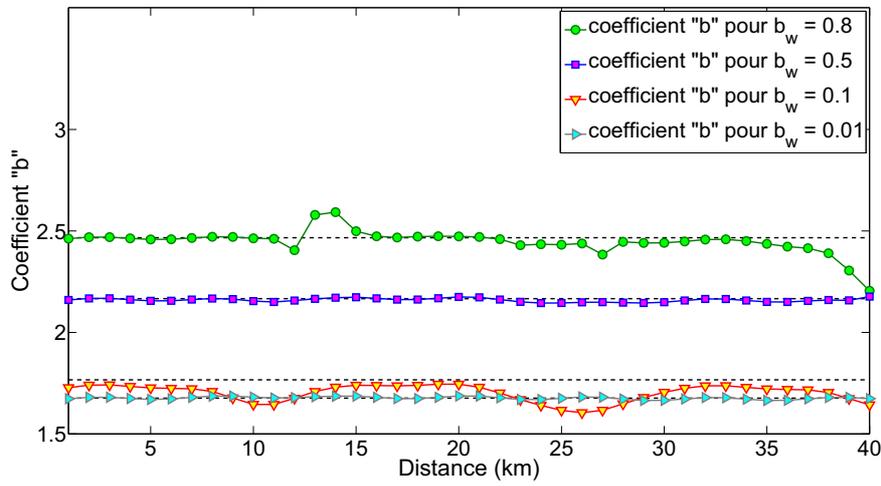
(c) Cas 3 : profil varié avec un minimum et un seuil.

FIGURE 15.6. – Restitution de la bathymétrie par les courbes de tarage avec considération de la variabilité temporelle de la pente

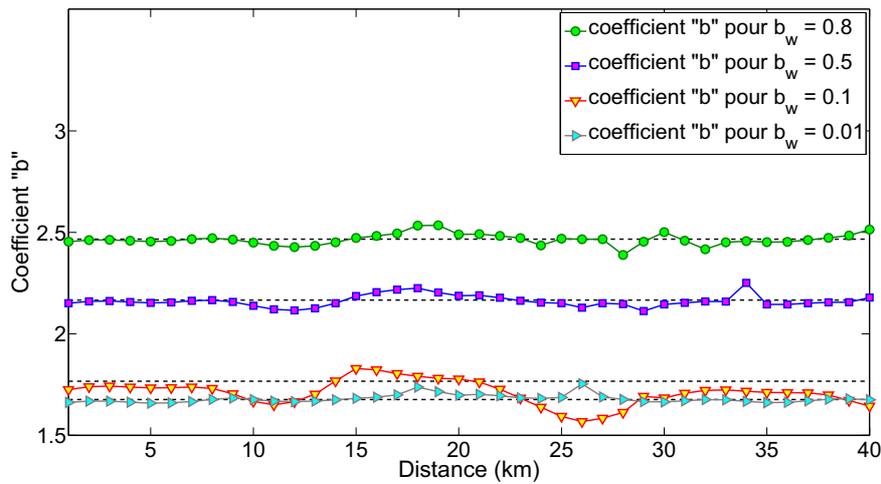
15. Identification des caractéristiques géométriques des rivières par satellite



(a) Cas 1

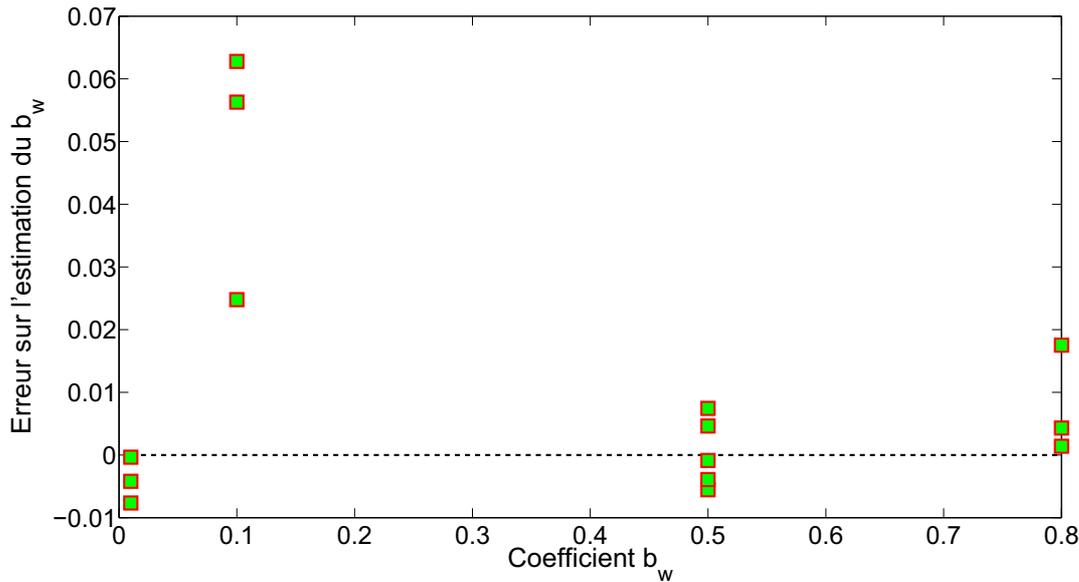


(b) Cas 2



(c) Cas 3

FIGURE 15.7. – Performances dans l'identification du coefficient « b_w » pour chaque cas et en fonction du « b_w » avec prise en compte de la variabilité de la pente dans l'équation de la CT

FIGURE 15.8. – Erreurs sur l'estimation du coefficient « b »

rapport entre « a » et « W_0 » peut effectivement être considéré constant à « b_w » constant. Plus on s'approche d'une section triangulaire ($b_w = 1$), plus on s'éloigne de cette droite. Certains cas pour lesquels $b_w = 0,1$ présentent également une dispersion conséquente. Ces cas sont dus à la limitation des hypothèses faites pour formuler l'équation de la CT, comme nous le discuterons par la suite. Ces résultats nous permettent de déduire une relation linéaire théorique entre le coefficient multiplicateur « a » et le paramètre « W_0 », qui correspond à la largeur pour laquelle la profondeur est égale à 1 m. Cette relation peut s'écrire $a = (W_0/n) \times (1 - 0,84b_w)$ ($R^2 = 0,95$). Cependant, comme nous l'avons dit, certains points présentent une distortion élevée. En nous basant sur la fig. 15.7, nous avons choisi d'enlever du calcul de cette relation les points obtenus pour $b_w = 0,1$ et $b_w = 0,8$ qui selon nos conclusions peuvent être apparentés aux cas pour lesquels nous nous éloignons des approximations initiales et donc pour lesquels les résultats sont biaisés. La relation ainsi obtenue entre « a » et « W_0 » est représentée fig. 15.9. Elle est formulée de la façon suivante :

$$a = \frac{W_0}{n} \times (1 - b_w) \quad (R^2 = 0.998) \quad (15.1)$$

Nous constatons que le coefficient de détermination est très proche de 1, ce qui semble indiquer la justesse de l'équation. Nous discuterons par la suite les implications de cette équation sur les relations entre les courbes de tarage et la géométrie des sections.

15.2.1.3. Insertion de la pente à l'exposant 1/3

Nous avons aussi testé la formulation proposée par Bjerklie *et al.* (2005) qui inclut également la pente, mais élevée à l'exposant 0,33. Les résultats montrent que dans l'ensemble, cette formulation n'est pas totalement adéquate pour identifier les géométries des sections. Cela est dû au fait que Bjerklie *et al.* (2005) ont exclu de leur étude de nombreux cas tels que les fleuves présentant une variation de la pente ou de la largeur.

15.2.1.4. Limites des approximations

Comme nous avons pu le voir dans les paragraphes précédents, l'obtention des paramètres corrects des courbes de tarage dépend de plusieurs facteurs issus des approximations qui sont faites pour écrire l'équation de la courbe de tarage, notamment des deux principales, à savoir que

nous nous trouvons en présence d'un grand fleuve (ce qui peut être traduit mathématiquement par $W \gg h$) et que la section étudiée est rectangulaire. Les résultats exposés ci-dessus montrent clairement que lorsque l'on s'éloigne de ces deux conditions, les coefficients « a », « b » et « Z_0 » sont altérés. En effet, si nous reprenons la fig. 15.6, les zones où le « Z_0 » estimé s'éloigne de l'élévation vraie correspondent aux zones où l'approximation *grand fleuve* n'est plus pertinente, les cas les plus visibles étant observés lorsque $b_w = 0,1$ (pour les autres « b_w », cette approximation est moins pénalisante en hautes eaux qu'en basses eaux). Cette erreur dans l'estimation de l'élévation du fond du fleuve s'accompagne aussi de décrochages des valeurs de « a » et de « b ». L'éloignement entre la section vraie et l'approximation *section rectangulaire* s'accompagne quant à lui d'altérations dans l'évaluation de l'élévation du fond du fleuve ainsi que d'erreurs sur le coefficient « a », mais n'a pas d'incidence majeure sur la valeur du coefficient « b ».

15.2.2. Résumé des performances

Dans le tableau 15.3 nous avons regroupé les performances des tests que nous avons effectués, aussi bien pour la détermination du débit que pour l'identification de la bathymétrie et des coefficients de la courbe de tarage.

Nous voyons dans le tableau 15.3 qu'en toute circonstance la considération de la pente dans la courbe de tarage améliore la qualité des estimations. Nous avons également démontré, par ailleurs, que la formule incluant la pente élevée à l'exposant 0,33 est moins efficace que celle avec la pente à l'exposant 0,50. D'autre part, les sections pour lesquelles le coefficient « b_w » est proche de 1 ou proche de 0, exceptées les sections *grand fleuve*, ont obtenu de moins bons résultats que les autres sections.

15.3. Conclusions

Les résultats exposés ci-dessus ont montré l'intérêt de considérer la variabilité de la pente dans l'équation de la courbe de tarage même lorsque celle-ci est forte ou qu'elle varie peu. Car, même si l'estimation du débit se fait assez facilement au travers d'une courbe de tarage sans prise en compte de la variabilité de la pente, les paramètres associés se trouvent eux largement perturbés, s'éloignant des valeurs attendues, notamment les paramètres a et b . En effet, si l'estimation de la bathymétrie (coefficient « Z_0 ») peut être considérée comme acceptable dans la plupart des cas (la différence variant entre 20 % et 5 % de la profondeur), cela n'est pas le cas des coefficients « a » et « b ». Nous avons aussi prouvé que la formule avec la pente à l'exposant 0,33 utilisée par Bjerklie *et al.* (2005) ne permet pas de déterminer la vraie bathymétrie, bien qu'elle présente de meilleurs résultats que la formule initiale sans considération de la variation de la pente. Cette constatation peut s'expliquer par le fait que Bjerklie *et al.* (2005) ont retiré de leur étude, entre autres les cas à effet de barrage aval, cas pour lesquels nous constatons que la variabilité temporelle de la pente a le plus d'influence sur les paramètres des courbes de tarage.

Nous avons pu constater que deux contraintes devaient être respectées pour pouvoir identifier au mieux la géométrie de la section étudiée. L'une de ces contraintes est l'appartenance du fleuve à la catégorie appelée *grand fleuve*. En effet, l'hypothèse est faite lors de la simplification de l'équation de Manning que $W \gg h$. La notion de « très grand devant » est subjective et généralement considérée vérifiée lorsque le rapport entre les deux variables excède 10. Nous pouvons remarquer sur la fig. 15.10 que de manière globale, l'erreur sur l'identification du « b_w » (et donc de la géométrie de la section) diminue lorsque le ratio W_0/H_{moy} augmente, étant même systématiquement inférieure à 0,1 lorsque $W_0/h_{moy} > 10$. Il est intéressant de noter que lorsque la vitesse d'écoulement augmente (très faible profondeur et pente élevée correspondant aux points les plus hauts de la fig. 15.10), les erreurs sur le coefficient « b » tendent à augmenter.

Au vu des excellents résultats sur l'identification du débit et de la géométrie lorsque b_w est bas et que l'on se situe bien dans le contexte de l'approximation *grand fleuve*, nous pouvons déduire

		ΔZ_0 (%) (moyenne des erreurs relatives sur Z_0)	Δb (moyenne des valeurs absolues des écarts sur b)
Cas 1	$b_w = 0,8$	Sans S	10,90
		Avec S	7,46
	$b_w = 0,5$	Sans S	4,56
		Avec S	0,40
	$b_w = 0,1$	Sans S	4,59
		Avec S	0,99
Cas 2	$b_w = 0,8$	Sans S	15,11
		Avec S	3,44
	$b_w = 0,5$	Sans S	10,98
		Avec S	0,19
	$b_w = 0,1$	Sans S	8,56
		Avec S	1,99
Cas 3	$b_w = 0,8$	Sans S	/
		Avec S	0,09
	$b_w = 0,5$	Sans S	20,12
		Avec S	0,57
	$b_w = 0,1$	Sans S	16,81
		Avec S	0,59
$b_w = 0,01$ (grand fleuve)	Sans S	14,42	
	Avec S	2,07	
$b_w = 0,01$ (grand fleuve)	Sans S	23,76	
	Avec S	0,29	

TABLE 15.3. – Récapitulatif des performances des tests effectués

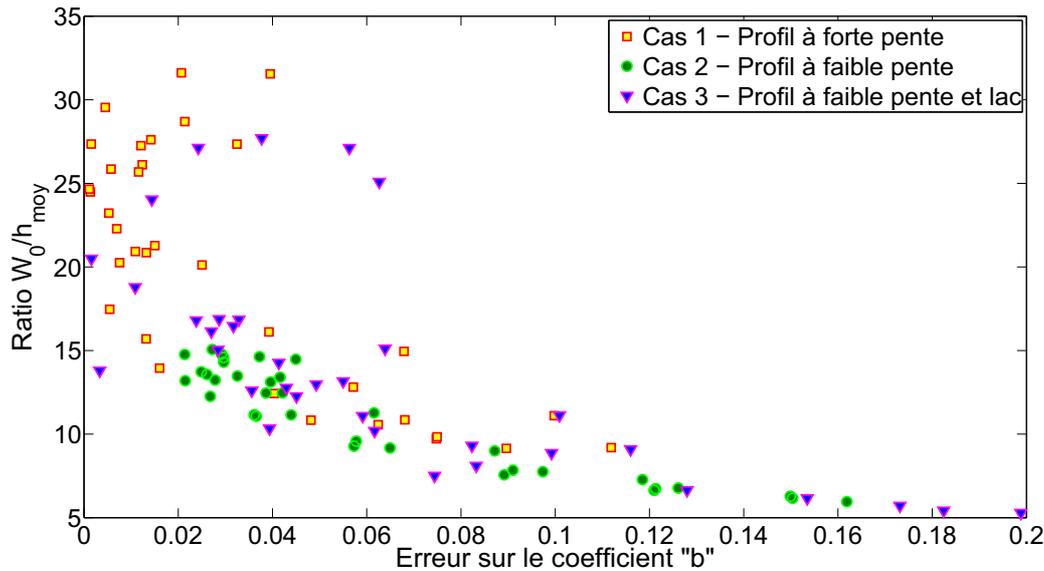


FIGURE 15.10. – Évolution de l'erreur sur le coefficient « b » en fonction du ratio W_0/h_{moy} pour les sections à $b_w = 0, 1$

que la formulation de la courbe de tarage est adaptée pour des sections suffisamment proches d'une section rectangulaire. Les différences constatées sont principalement dues à un éloignement de ces conditions. Cependant, même lorsque les conditions sont éloignées des conditions optimales, notre méthodologie s'est montrée plus efficace pour estimer le débit d'une section donnée que les méthodes classiques d'inversion et que la formulation de Manning améliorée proposée par Bjerklie *et al.* (2005).

L'existence d'une relation linéaire sur un certain domaine entre le coefficient « a » et l'exposant « b » de la courbe de tarage pose certaines questions. Selon l'équation trouvée lorsque la section est rectangulaire, nous avons bien $a = W_0/n$ comme attendu au vu de l'équation de Manning et de la formulation de la largeur des cas test. Cependant, lorsque la section s'éloigne de cette forme de section rectangulaire, le coefficient « a » voit sa valeur altérée. Cette altération est due, à notre sens, au fait que le coefficient « a » est davantage lié à une largeur équivalente qu'à la largeur « W_0 ». En effet, bien que pouvant être utilisée dans le domaine discret (par exemple pour déterminer un débit à partir d'une hauteur d'eau donnée) la courbe de tarage est intégratrice des caractéristiques de la section dans le plan transversal. Au vu de la fig. 15.9, il nous apparaît important de réaliser de nouveaux tests, par exemple avec des exposants de largeur « b_w » entre 0,5 et 1 afin de vérifier l'apparent comportement asymptotique de la relation au-delà de $b_w = 0,5$. Il serait également intéressant d'évaluer, au travers de tests à coefficient de rugosité de Manning variable, l'effet qu'a sur la courbe de tarage la variation de ce coefficient en fonction de la hauteur car en pratique ce coefficient varie lui aussi avec le tirant d'eau.

16. Relations de géométrie hydraulique en Amazonie

Dans ce chapitre nous discuterons l'existence de relations stables entre les coefficients des courbes de tarage le long des fleuves, les relations AMHG (*At Many-stations Hydraulic Geometry*) mises en exergue par Gleason et Smith (2014). En effet, les auteurs ont constaté que les coefficients et exposants des relations de géométrie hydraulique suivaient des lois monotones le long des cours d'eau, comme expliqué par Gleason et Wang (2015). Cette affirmation fut confirmée sur six rivières américaines à partir d'observations *in situ* et de données modélisées. Les relations de géométrie hydraulique permettent, avec trois coefficients et trois exposants, de résumer les caractéristiques hydrauliques moyennes d'une station.

16.1. Considérations

Nous avons montré (fig. 7.3) que les coefficients des stations virtuelles semblent suivre une loi monotone le long d'un même fleuve. Or, Gleason et Smith (2014) ont démontré l'existence de telles relations, observées à partir de données *in situ* puis vérifiées par la suite avec des données satellite (images LandSat). Cependant, comme nous l'avons évoqué au chapitre 15, l'identification correcte de la géométrie des rivières au travers des exposants des courbes de tarage est conditionnée à l'utilisation de la pente dans l'équation. Les coefficients pour lesquels nous avons démontré l'existence de dépendances aux variations de la pente sur la longueur du fleuve doivent donc être recalculés, cette fois-ci en incluant la pente, afin de vérifier que ces relations existent effectivement sur les fleuves du bassin amazonien. Les coefficients utilisés par Gleason et Smith (2014) sont issus de la loi de puissance entre la profondeur et le débit $h = cQ^f$, et les nôtres des courbes de tarage calculées avec considération de la variabilité de la pente. Par identification de l'équation de puissance utilisée par Gleason et Smith (2014) et de l'équation 5.4 de la courbe de tarage, nous obtenons les relations suivantes :

$$c = 1/a^{(1/b)} \quad (16.1)$$

$$f = 1/b \quad (16.2)$$

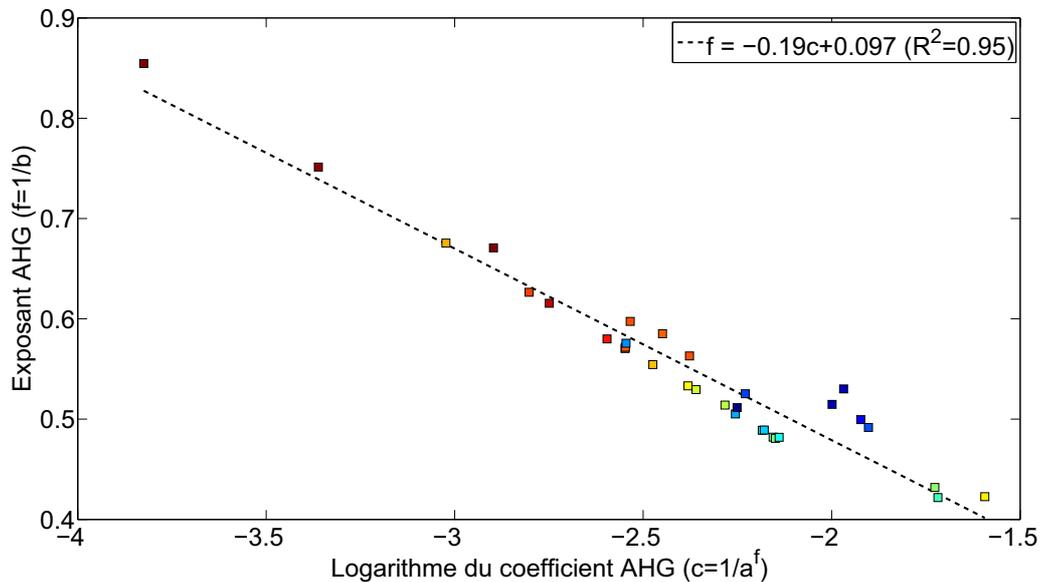
Nous avons alors calculé les coefficients « f » et « c » de nos courbes de tarage et déterminé la relation au long du fleuve entre l'un et l'autre.

16.2. Résultats

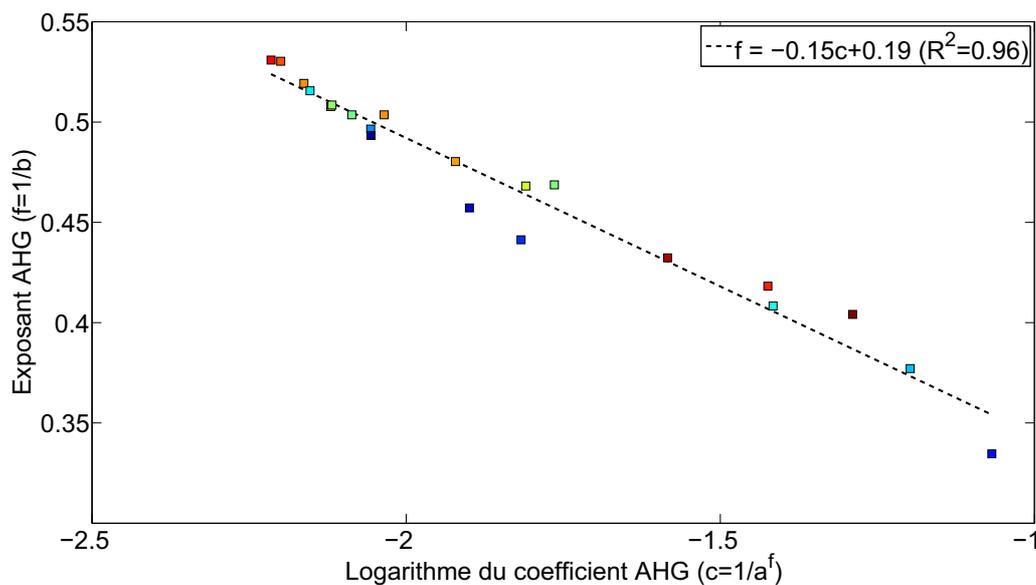
Les résultats que nous avons obtenus semblent indiquer l'existence d'une relation au long d'un fleuve entre les coefficients de la courbe de tarage, confirmant ainsi les conclusions de Gleason et Smith (2014). Nous obtenons pour le Negro la relation $\log(c) = -0,2f + 0,1$ ($R^2 = 0,96$) et pour le Madeira la relation $\log(c) = -0,1511f + 0,1861$ ($R^2 = 0,97$). Les coefficients de corrélation indiquent une bonne détermination de ces relations.

La fig. 16.1 montre la dispersion des couples $f/\log(c)$ pour les courbes de tarage déterminées sur une distance de 1 300 km pour le Madeira et 1 500 km pour le Negro. Le code de couleur illustre la distance à l'embouchure, allant du bleu (embouchure) au rouge (le plus distant). Nous

avons également représenté les régressions linéaires de premier degré entre « f » et « $\log(c)$ » (lignes en pointillés).



(a) Relation AMHG le long du fleuve Negro



(b) Relation AMHG le long du fleuve Madeira

FIGURE 16.1. – Relations AMHG obtenues à partir des coefficients « a » et « b » des courbes de tarage corrigées pour les rivières Negro et Madeira

La fig. 16.1 confirme l'existence d'une relation stable au long des fleuves Negro (16.1a) et Madeira (16.1b) avec, dans les deux cas, des coefficients de détermination supérieurs à 0,90. Nous constatons également que la gamme de valeurs de « f » est plus étendue dans le cas du Negro (de 0,40 à 0,85) que dans celui du Madeira (de 0,35 à 0,55). S'il est possible pour le Negro de noter une tendance générale à l'augmentation de ce coefficient avec la distance, une telle tendance n'est pas observable pour le Madeira. Cette constatation peut s'expliquer par les différences entre les deux fleuves étudiés.

Le Negro passe, au long des 1 500 km étudiés, par des modifications graduelles. Il se rétrécit

peu à peu, de plusieurs kilomètres de largeur à environ 200 m pour la dernière SV que nous avons considérée. Il reçoit l'apport du Branco en partie aval et du Uaupes plus en amont. Le Madeira, quant à lui présente, sur les 1 300 km étudiés, des caractéristiques différentes. Ne possédant pas d'affluent majeur sur cette portion, sa largeur varie de manière plus désordonnée, avec de nombreux rétrécissements et élargissements.

16.3. Conclusions

Pour le Negro et le Madeira, deux des principaux affluents de l'Amazone, nous avons pu constater l'existence de relations entre les coefficients « a » et « b » des courbes de tarage le long du fleuve, ce qui est en accord avec les conclusions de Gleason et Smith (2014).

Nous avons également pu voir que, dans certains cas, ces relations suivent une variation relativement monotone tout au long du cours du fleuve, comme par exemple pour le Negro. Il sera dans un premier temps nécessaire d'étendre cette étude à tous les fleuves du bassin amazonien afin d'analyser si ce comportement est général ou plutôt caractéristique à certains fleuves, et s'il est possible de séparer les cours d'eau en classes de relation.

À partir de ces constatations, il nous semble également intéressant de tenter de déterminer les coefficients, non plus sur une unique SV mais sur une famille de SV, en utilisant les relations AMHG comme contraintes *a priori*. La connaissance, avec une grande certitude, d'une seule ou de deux SV sur un fleuve permettrait d'obtenir une première évaluation des coefficients des courbes de tarage en droit de sections monitorées par d'autres missions. Nous pouvons également imaginer le potentiel, pour la mission SWOT, de ces relations pour estimer une découpe efficace des fleuves en biefs, basée sur la variation spatiale des coefficients.

17. Calcul et prévision de débits

L'une des applications des courbes de tarage déterminées sur le bassin amazonien est bien évidemment la prédiction de débits. Le but est de pouvoir obtenir une estimation du débit et une incertitude associée à chaque nouvelle hauteur altimétrique estimée par satellite. Cela est rendu possible par le fait que les traces au sol des missions actuelles sont en général confondues avec celles des missions passées, comme c'est le cas des missions ENVISAT et Saral. Cependant, nous devons au préalable vérifier que les courbes de tarage ne dépendent pas de la mission, même si cela semble *a priori* évident, et qu'elles sont également stables dans le temps.

17.1. Non dépendance à la mission

Dans un premier temps, nous avons donc souhaité vérifier que les nouvelles données pouvaient être appliquées aux courbes de tarage calculées à partir des données ENVISAT et Jason-2. Étant référencées dans un système géodésique, il paraît normal que les courbes de tarage puissent être utilisées pour calculer des débits à partir de n'importe quelle mission, du moment que l'on prend en compte d'éventuels biais. Pour cela nous avons réalisé deux types de tests, que nous présentons ci-dessous

17.1.1. Validation aux points de croisement

Par définition, une courbe de tarage est variable dans l'espace mais pérenne dans le temps. Les CT que nous avons déterminées à partir de données de la mission ENVISAT doivent donc, théoriquement, être applicables aux autres missions. Le premier test que nous avons effectué pour vérifier cela porte sur des débits calculés à partir de données de hauteur Jason-2 appliquées à neuf CT basées sur des données ENVISAT. Cela a été possible en raison de l'existence de points de croisement entre les orbites au sol des deux missions (voir fig. 17.1a). Il est important de noter que l'altimètre RA-2 du satellite ENVISAT a une empreinte au sol de plus de 10 km et que, par conséquent, une certaine marge peut être tolérée au moment de la recherche des points de croisement. Cette tolérance nous permet d'obtenir 189 points de croisement entre les traces au sol ENVISAT et Jason-2 sur un cours d'eau du bassin (fig. 17.1c), contre seulement 17 si on ne prend pas en compte l'empreinte, c'est-à-dire si on considère la trace comme une ligne d'épaisseur infiniment petite (fig. 17.1b).

17. Calcul et prévision de débits

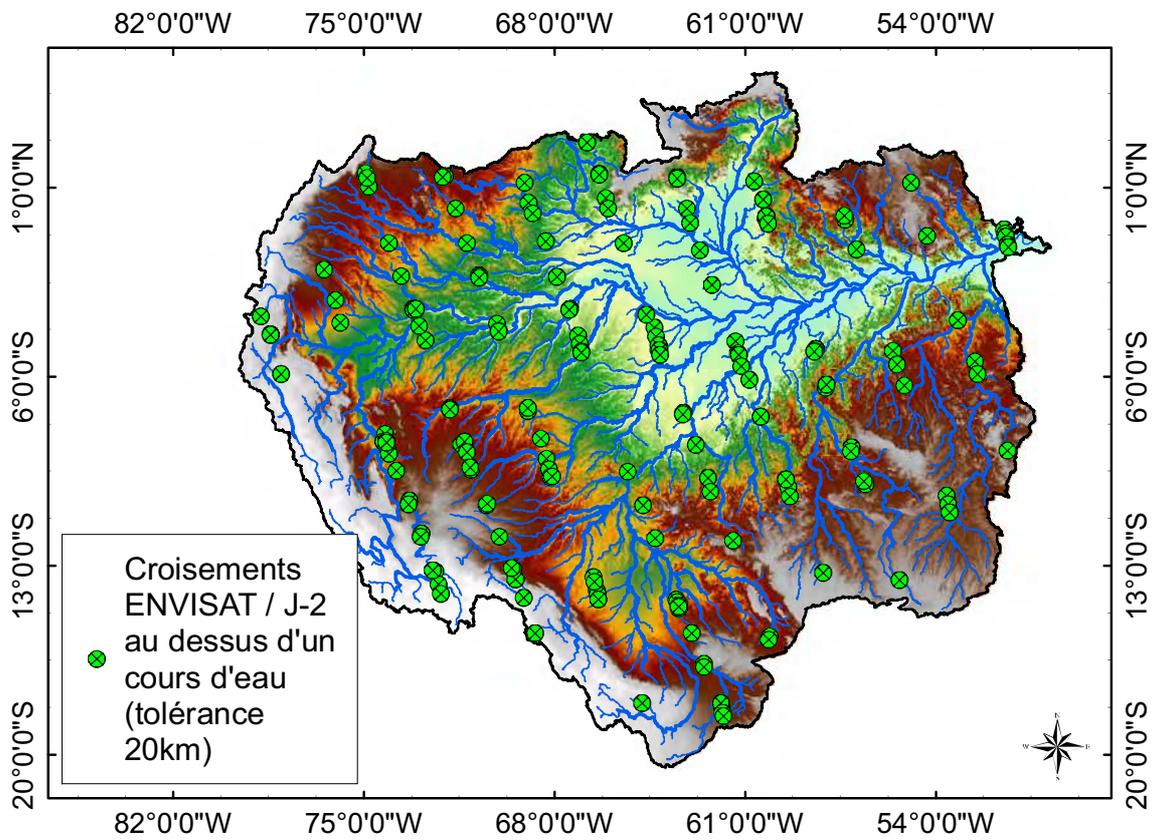
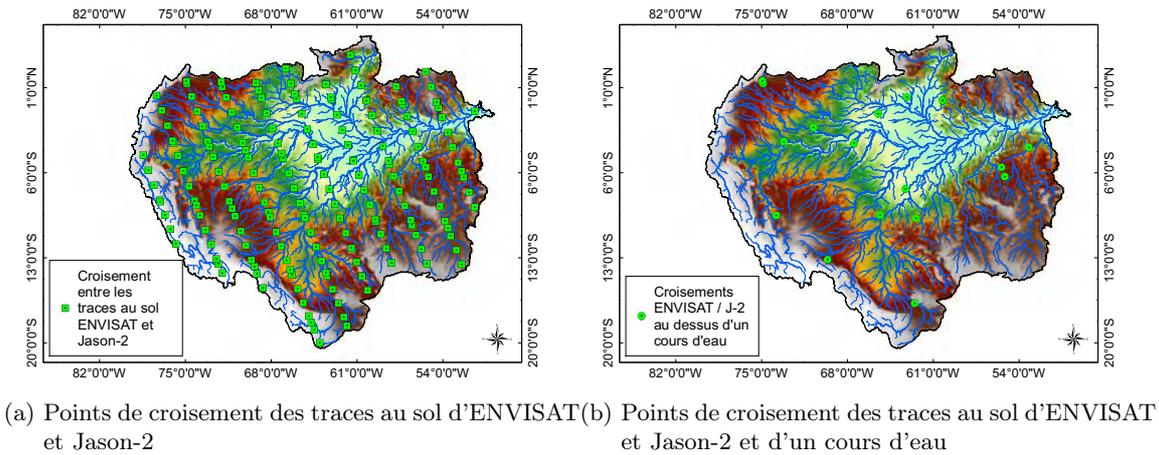
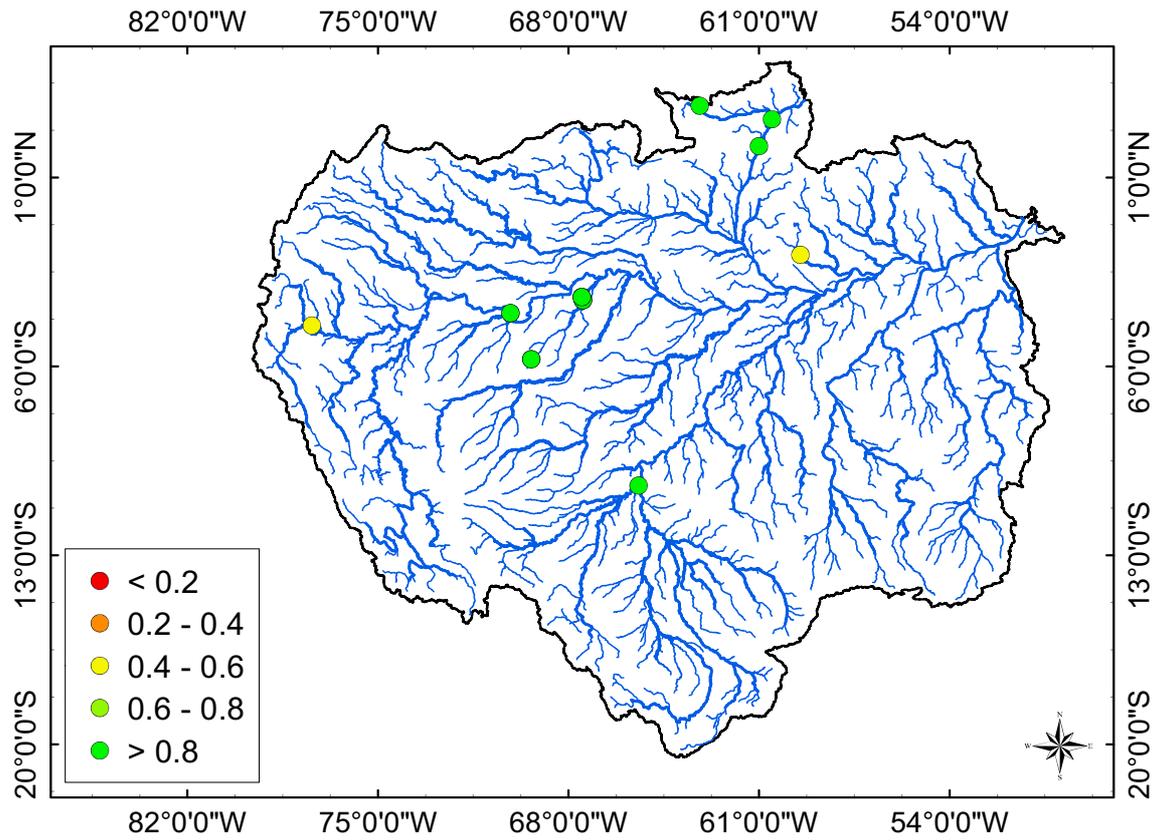


FIGURE 17.1. – Points de croisement des traces au sol d'ENVISAT et de Jason-2

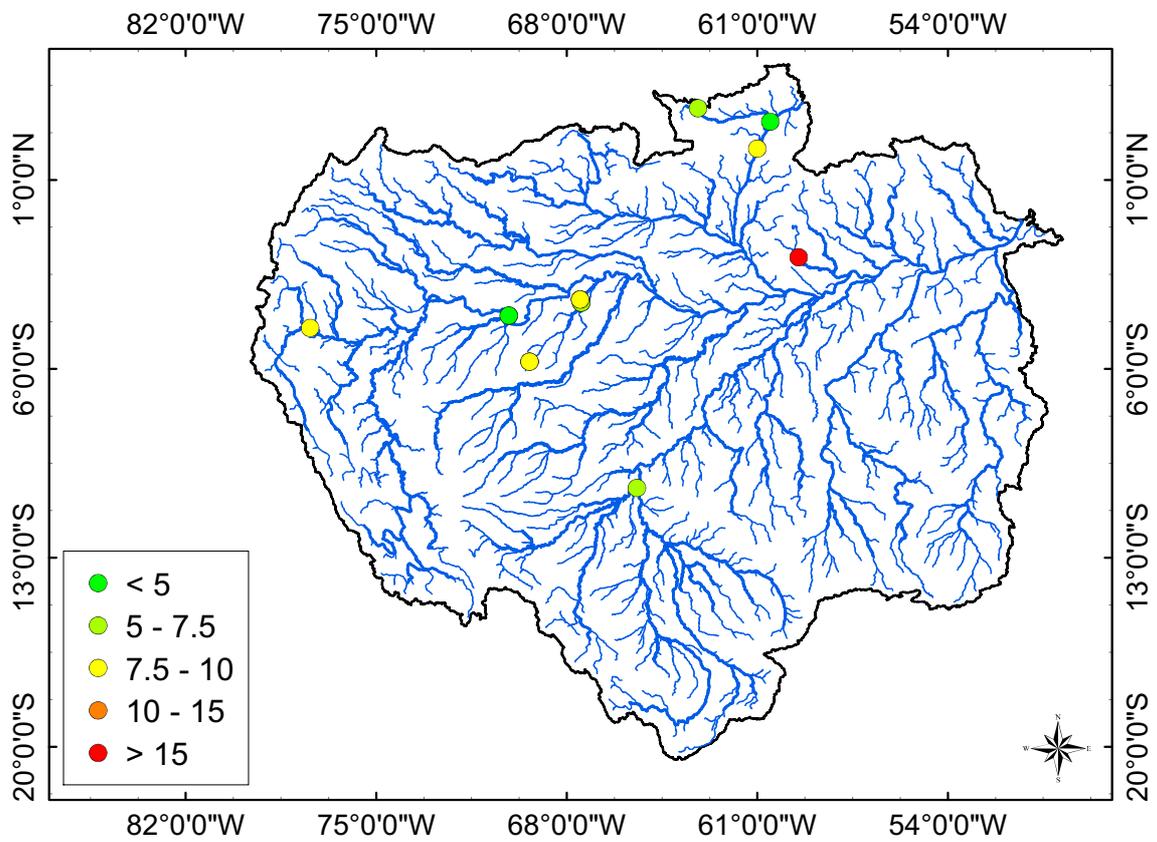
Ces points de croisement permettent d'assurer la continuité des séries temporelles de hauteurs entre les différentes missions ou orbites. Les neuf SV ont été choisies pour leur proximité avec une station fluviométrique *in situ*, afin de pouvoir comparer les débits calculés à des débits observés. Les fig. 17.2a et 17.2b montrent les résultats obtenus lors de ce test. Une très bonne qualité est obtenue pour l'ensemble des stations virtuelles testées, avec $\overline{ENS} = 0,85$ et $\overline{NRMSE} = 8,05$. Les deux seules SV dont les résultats sont inférieurs à la moyenne ont également des indicateurs de qualité bas pour leurs courbes de tarage (0,43 et 0,29 de coefficient de Nash-Sutcliffe). Nous ne nous attendions donc pas à de meilleurs résultats à ces deux endroits.

Nous pouvons conclure de ces résultats qu'il est possible de réutiliser les courbes de tarage basées sur les débits modélisés et les hauteurs altimétriques ENVISAT avec tout type de données

17. Calcul et prévision de débits



(a) coefficient de Nash-Sutcliffe



(b) NRMSE

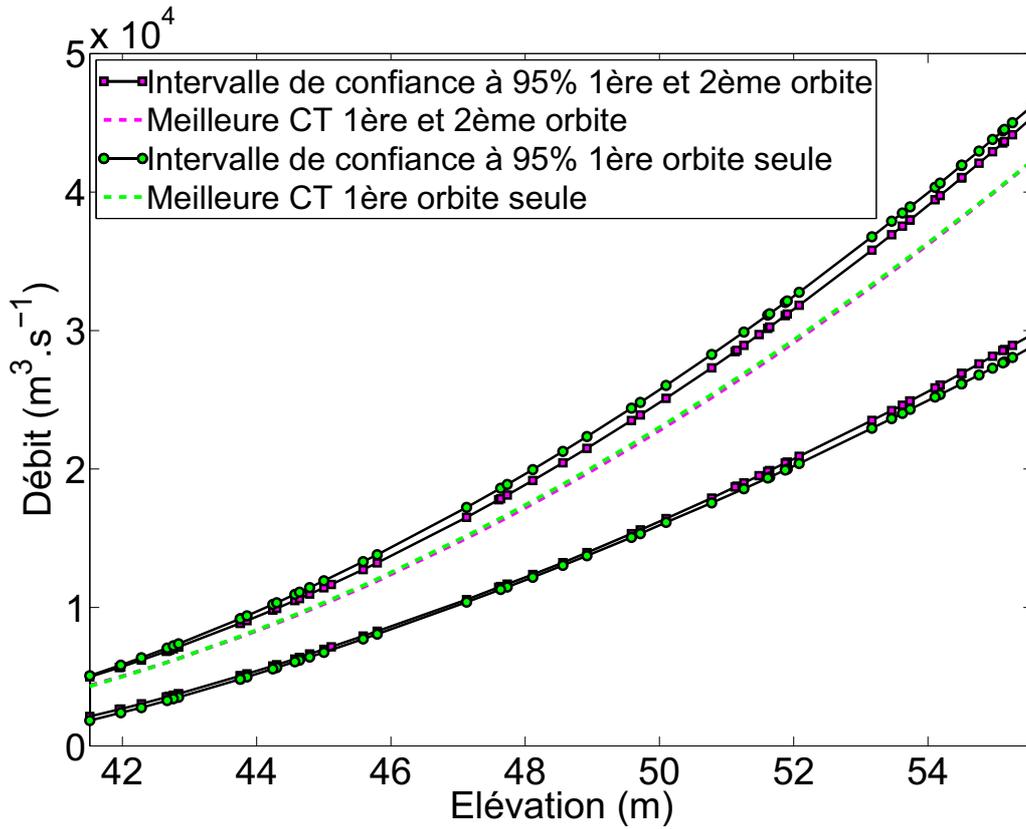
FIGURE 17.2. – Indicateurs de performance des débits calculés à partir de données Jason-2 et comparés aux débits *in situ* à partir des courbes de tarage ENVISAT

de hauteurs, en prenant soin de bien considérer les biais entre les missions. En effet, si l'information utilisée présente un biais systématique, le débit calculé sera lui aussi systématiquement erroné, la différence augmentant d'autant plus que le coefficient « b » est grand.

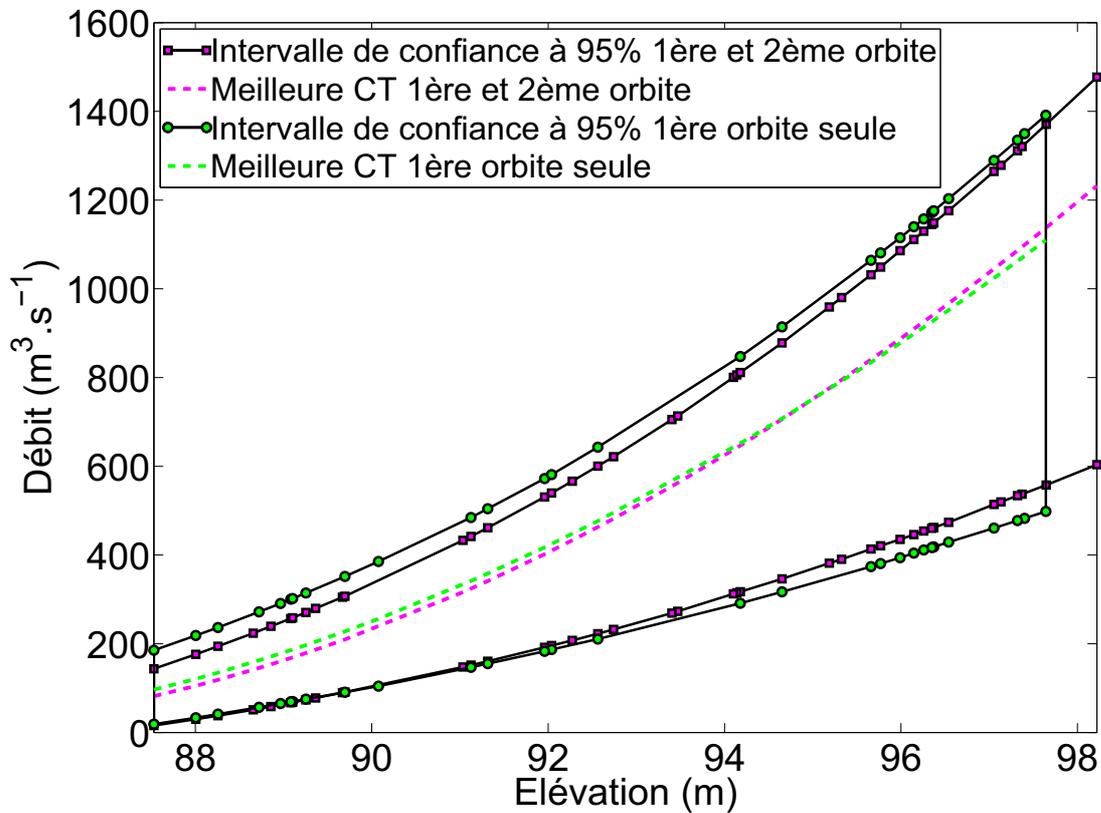
17.1.2. Stabilité dans le temps des courbes de tarage

Les résultats présentés ici ont été obtenus dans le cadre d'un stage de master réalisé par Sisouvanh Kittavong sous la supervision de Stéphane Calmant et moi-même. L'objet de l'étude était de vérifier la stabilité temporelle des courbes de tarage. Pour ce faire, nous avons utilisé une nouvelle fois les données ENVISAT sur deux périodes entre 2008-2012 correspondant aux deux orbites du satellite : jusqu'à septembre 2010 son orbite à 800 km d'altitude, et d'octobre 2010 à mai 2012 (date de la perte du satellite) une orbite abaissée à 782 km afin d'économiser le carburant et d'occuper une orbite moins encombrée pour une extension de mission de quatre ans décidée par l'ESA. Deux jeux de courbes de tarage par relation entre les hauteurs altimétriques et les débits simulés par le modèle MGB-IPH, l'un basé sur les deux périodes cumulées, le second sur la première période uniquement. Nous avons sélectionné 45 SV pour lesquelles les traces au sol de la première et de la deuxième orbite d'ENVISAT se croisent.

Les résultats pour deux stations virtuelles, Madeira 164_01 et Javari 682_01, sont présentés sur la fig. 17.3. Pour chacune de ces deux SV, ont été tracés la meilleure CT de chaque jeu et son intervalle de confiance.



(a) Courbe de tarage de la station virtuelle Madeira 164_01



(b) Courbe de tarage de la station virtuelle Javari 682_01

FIGURE 17.3. – Différences entre les courbes de tarage calculées à partir des données ENVISAT 1re orbite et 2e orbite

Nous avons constaté, comme cela est partiellement mis en évidence dans la figure 17.3, plusieurs comportements. Tout d'abord, dans l'ensemble les courbes de tarage obtenues sur les deux périodes sont identiques, ou du moins leurs différences rentrent largement dans le spectre des erreurs sur les données d'entrée. Dans certains cas, l'apport des données de la deuxième orbite induit un resserrement des intervalles de confiance. Nous pouvons également constater que dans d'autres cas, la plage de validité de la CT a été augmentée par l'occurrence d'un extrême lors de la période durant laquelle ENVISAT a été placé sur sa deuxième orbite. Ces conclusions prouvent que les CT, qui ont été déterminées sur des intervalles de temps différents, donc à partir de conditions hydrologiques différentes, sont stables dans le temps. Cette conclusion, attendue, doit être nuancée en cas de sections ayant subi de fortes modifications, comme lors d'une crue exceptionnelle. Mais ces cas sortent du cadre strict de notre étude, étant donné que nous considérons la relation constante dans le temps.

Un peu à la manière de ce que nous avons fait chapitre 8, nous pouvons tester, maintenant que nous avons prouvé que les CT sont stables et que les données d'autres missions peuvent être utilisées, quel serait l'apport d'informations de hauteurs d'eau multi-missions pour la détermination des courbes de tarage. En nous plaçant de nouveau sur les points de croisement, nous avons complété les séries temporelles ENVISAT entre 2010 et 2012 à l'aide de données Jason-2, et déterminé par la suite les courbes de tarage entre les séries de débits et de hauteurs ainsi obtenues.

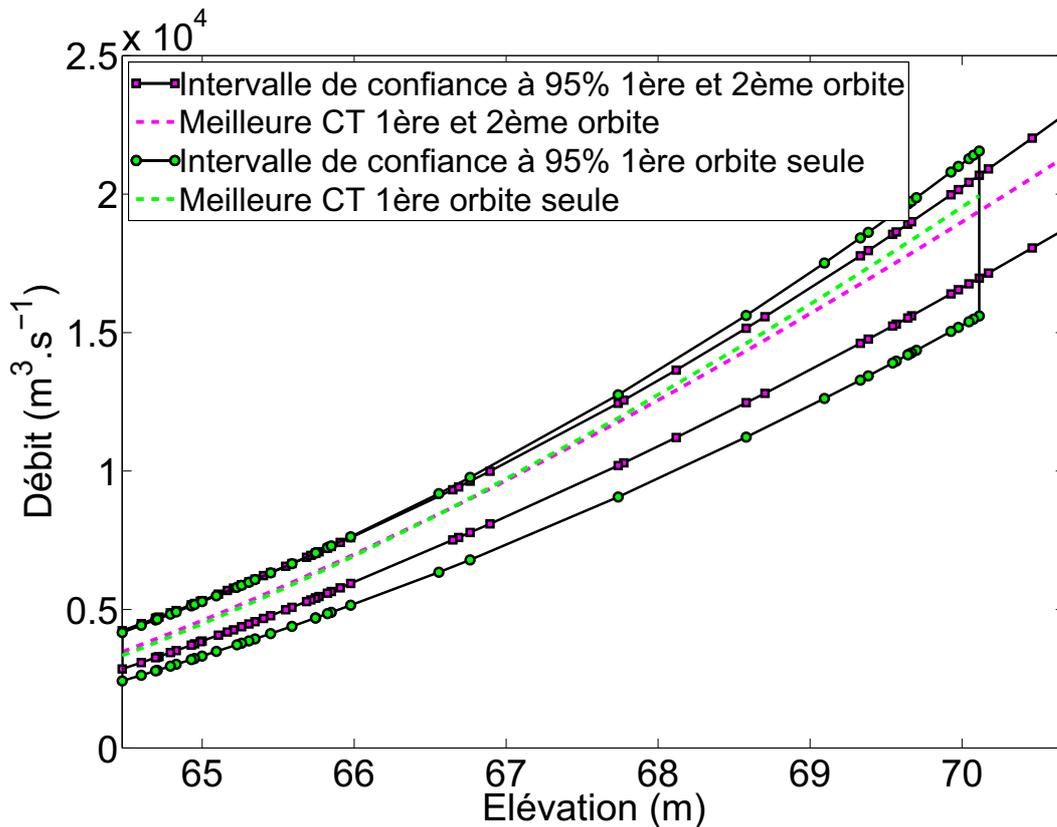


FIGURE 17.4. – Courbe de tarage de la SV Tapajos 336_01 et de la SV combinée J-2 et ENVISAT

Nous constatons sur la figure 17.4 que l'ajout des nouvelles données peut induire une réduction de l'incertitude sur le calcul du débit au travers de la courbe de tarage, effet similaire à celui observé lors des tests de sensibilité à l'échantillonnage.

17.2. Calcul instantané de débits et réanalyses

La conséquence directe des conclusions précédentes est que nous avons la possibilité de calculer instantanément les débits à partir de la base de données des CT et des informations de hauteur obtenues des satellites. En effet, si l'on considère que les courbes de tarage calculées peuvent être appliquées à toute donnée référencée de hauteur (à condition de lui appliquer les corrections nécessaires), il est dorénavant possible d'obtenir une information de débit en toute station virtuelle instantanément après la réception de la donnée. Afin de permettre aux utilisateurs potentiels d'obtenir cette information, nous avons développé, à partir d'une interface MATLAB, un outil *standalone* qui sera présenté plus en détail en annexe C.

Ces mêmes conclusions indiquent également que les missions passées (ERS-2, T/P) peuvent être à leur tour utilisées afin d'obtenir des séries temporelles de débits. Ainsi, les CT seront utiles tant pour le calcul de débits en temps réel que pour effectuer des réanalyses d'événements passés grâce à d'anciennes missions altimétriques.

Pour illustrer notre propos, nous avons choisi la station virtuelle Madeira 235-01, point de croisement des traces ENVISAT et Jason-2, et proche de Manicoré, une station in situ de l'ANA située à environ 10 km. La figure 17.5 retrace les différentes étapes de la mise à jour de la série de débits obtenue à partir de la CT calculée et des données ENVISAT auxquelles nous avons ajouté, par la suite, les données de missions altimétriques antérieures et postérieures. Si aucune information n'est trouvée dans la littérature sur les biais éventuels entre ces diverses données, ils peuvent être déterminés, grâce au chevauchement des missions, par la mise en adéquation des différentes mesures à des dates proches. Une fois la série temporelle de hauteurs d'eau constituée de la sorte, l'équation de la CT permet de calculer une série de débits avec un pas de 35 jours ou 10 jours, selon la provenance des données altimétriques. Il nous suffit alors d'interpoler entre ces points pour obtenir notre série de débits journaliers sur plus de 20 ans. Ces longues séries temporelles de hauteurs/débits permettent aussi d'étudier les répercussions du changement climatique ou l'impact des facteurs anthropiques.

17.3. Système de prévision basé uniquement sur l'altimétrie

Les lois de l'hydraulique nous permettent de penser que les conditions à une section donnée d'un cours d'eau dépendent majoritairement des conditions à un instant antérieur et à une section amont. Nous avons imaginé la possibilité de bénéficier des dix années d'informations que représente ENVISAT pour créer une base d'apprentissage de ces relations amont/aval. En effet, Biancamaria *et al.* (2011) ont prouvé la faisabilité théorique de prévisions aval à partir de l'altimétrie, faisabilité vérifiée par Hirpa *et al.* (2013) sur le Gange et le Brahmapoutre. Nous décrivons ici les principaux points et la stratégie utilisée pour mener à bien cette étude.

17.3.1. Généralités

Nous avons choisi le bassin du Madeira qui, au cours des dernières années, a été affecté par de nombreux événements extrêmes. L'altimétrie, au travers des hauteurs d'eau, fournit une vision suffisante de la dynamique des fleuves. Cette dynamique peut également être quantifiée en terme d'anomalie de hauteur d'eau, c'est-à-dire la différence entre la hauteur d'eau d'un jour donné et la moyenne sur l'ensemble de la période, comme écrit dans l'équation 17.1 :

$$Anom(t) = h_{altim}(t) - \overline{H_{altim}} \quad (17.1)$$

C'est à cette anomalie que nous nous sommes intéressé. Nous avons considéré les 22 SV du cours principal du Madeira. Après avoir interpolé temporellement les anomalies afin d'obtenir des séries temporelles journalières, nous avons déterminé la corrélation croisée des anomalies de chaque SV avec la SV la plus amont ainsi que le décalage temporel entre chaque série. Une simple

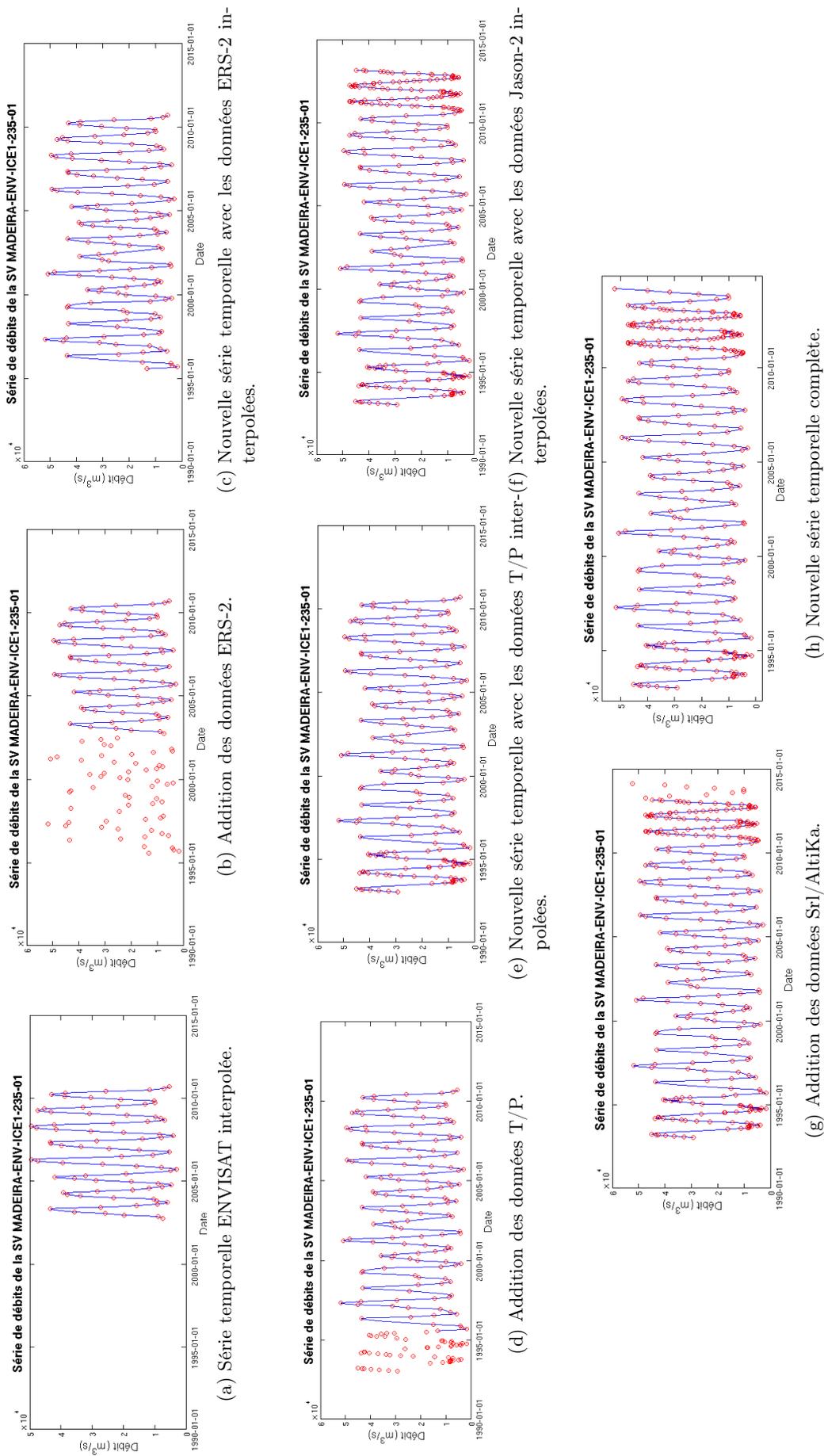


FIGURE 17.5. – Pas à pas de la mise à jour d'une série temporelle de débits obtenue à partir de l'altimétrie multi-missions

relation polynomiale a ensuite été déterminée entre les nouvelles séries temporelles déphasées du décalage.

Par la suite, nous avons analysé pour la SV la plus proche de Manicoré les variations de la qualité de la prévision de l'anomalie en fonction de l'horizon de la prévision.

17.3.2. Résultats

Nous avons déjà constaté qu'il existe une forte corrélation entre les anomalies de hauteur d'eau le long des 1 400 km du cours principal du Madeira. Comme l'indique le tableau 17.1, la grande majorité des stations virtuelles présente une corrélation supérieure à 0,90 avec celle la plus en amont ($\overline{correl} = 0,93$).

Le déphasage temporel estimé par l'algorithme semble également cohérent dans son ensemble. Ainsi, le temps de propagation d'une crue de la SV la plus amont à celle la plus aval est de 67 jours. Le déphasage reste en réalité assez faible pendant une grande distance puis augmente sensiblement aux abords de la confluence avec l'Amazone, ce qui est cohérent vu que le flux d'eau est considérablement freiné par l'effet de barrage aval. La fig. 17.6 montre les séries temporelles d'anomalies de hauteur d'eau initiales et celles décalées après l'application du déphasage.

Nous pouvons voir sur la fig. 17.6 qu'après le rephasage les séries temporelles d'anomalies sont très semblables, variant principalement en intensité, ce qui est normal du fait des variations de largeur et de forme de la section.

Par la suite, nous avons déterminé au travers d'une régression polynomiale les relations entre l'anomalie de hauteur en chaque SV et les SV qui se trouvent en amont et en aval. Une fois ces relations établies, il est aisé d'estimer, pour chaque SV, de quelle manière celle-ci permet de prédire l'anomalie en une station donnée et à un instant donné.

La fig. 17.7 illustre la variation de la qualité de la prévision avec l'horizon de prévision. Nous y avons superposé les indicateurs de qualité des prévisions issues de toutes les stations localisées en amont de la station la plus proche de Manicoré (Trace ENVISAT 235_01).

Nous avons constaté que, pour une station virtuelle donnée, toutes les SV amont ne sont pas nécessaires pour effectuer une prévision satisfaisante. Ainsi, comme illustré fig. 17.7, pour un horizon de prévision entre 1 jour et 11 jours, c'est la 3e station en amont de Manicoré qui fournit la meilleure prévision. Puis entre 12 jours et 19 jours c'est la 7e. Pour un horizon entre 20 jours et 40 jours, c'est la 11e station qui donne la meilleure prévision. Enfin, pour un horizon à plus de 40 jours, c'est la 17e SV qui fournit la meilleure prévision. Les conclusions sont identiques pour E_{NS} et $NRMSE$. Nous constatons donc que toutes les stations virtuelles ne sont pas nécessaires

SV	Distance	Déphasage (jours)	Corrélation	R^2
278_02	0	0	1	1
035_01	81	0	0.97	0.97
493_01	187	5	0.92	0.96
736_01	221	1	0.93	0.95
951_01	288	1	0.87	0.93
192_03	366	3	0.93	0.96
192_02	371	3	0.92	0.94
192_01	388	3	0.67	0.87
407_01	405	6	0.82	0.79
865_01	579	9	0.92	0.89
650_02	679	8	0.50	0.77
321_01	693	8	0.95	0.96
650_01	710	9	0.94	0.96
779_01	821	13	0.94	0.95
106_01	873	15	0.93	0.97
235_01	935	16	0.95	0.96
564_01	1013	16	0.96	0.97
693_01	1032	23	0.96	0.97
149_01	1139	30	0.84	0.94
020_01	1180	37	0.93	0.96
607_01	1247	48	0.96	0.97
478_01	1348	67	0.79	0.91

TABLE 17.1. – Corrélations entre chaque SV et celle la plus amont.

17. Calcul et prévision de débits

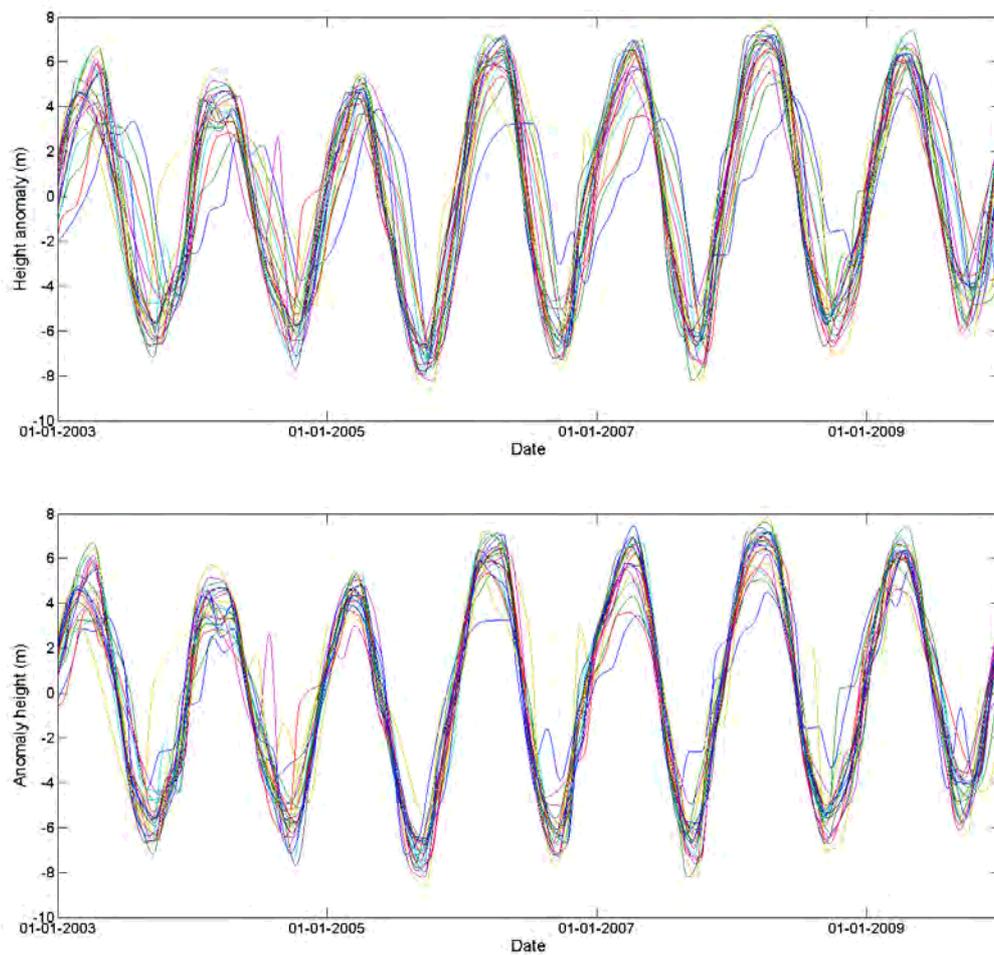
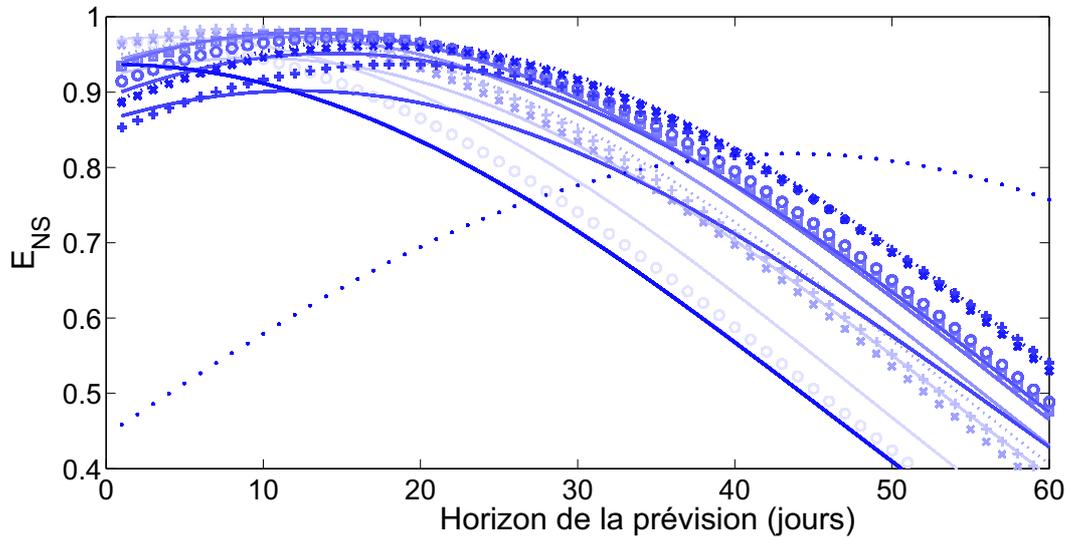
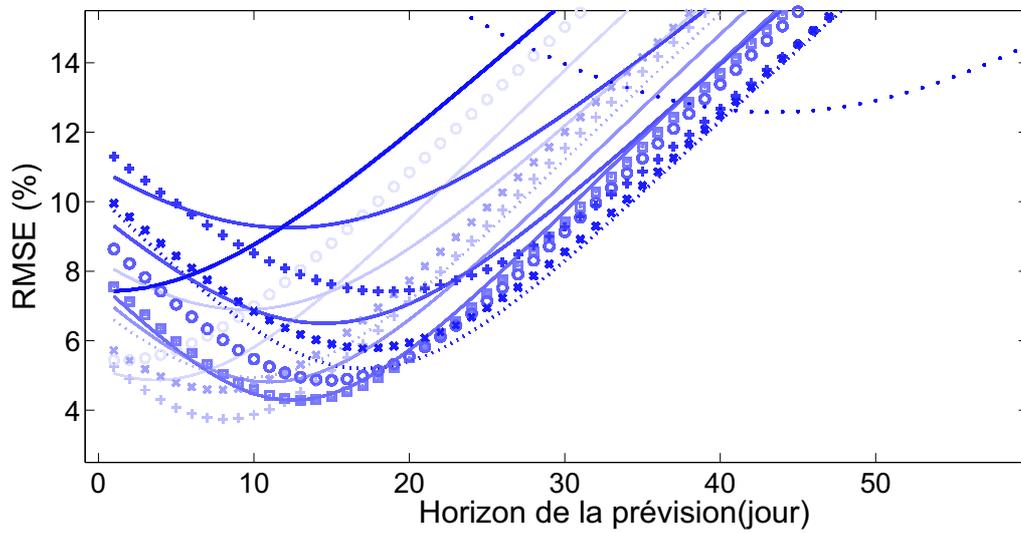


FIGURE 17.6. – Séries temporelles d'anomalies des hauteurs d'eau avant et après rephasage



(a) E_{NS} de la prévision à Manicoré comme fonction de la SV (différentes courbes) et de l'horizon de la prévision.



(b) $NRMSE$ de la prévision à Manicoré comme fonction de la SV (différentes courbes) et de l'horizon de la prévision.

FIGURE 17.7. – Variation de la qualité de prévision en fonction de l'horizon de prévision. E_{NS} (a) et $NRMSE$ (b)

pour effectuer une prévision optimisée à un horizon entre 1 jour et 60 jours, mais seulement 4 (sur 22).

17.4. Conclusions

Nous avons montré dans ce chapitre deux applications possibles des courbes de tarage. Ces applications sont rendues possibles par le fait que nous avons pu confirmer la stabilité dans le temps, du moins pour des fleuves à section relativement stable, des courbes de tarage. Cette stabilité, et le fait que les CT sont référencées dans un système géodésique, nous permettent de transformer instantanément n'importe quelle information de hauteur d'eau en débit. Il est cependant important de noter que de telles applications ne sont possibles que dans la mesure où le biais entre les missions a été estimé. Si tel n'était pas le cas, un traitement, au moins visuel ou statistique, des séries temporelles serait nécessaire avant de pouvoir appliquer les nouvelles données aux CT déterminées à partir d'ENVISAT ou Jason-2.

Le fait que les CT ne dépendent pas de la mission utilisée permet d'imaginer un réseau de prévision de débits basés sur les hauteurs d'eau et les courbes de tarage. Nous avons démontré qu'il était possible d'obtenir une prévision du débit à deux mois relativement fiable, en se basant sur l'étude du comportement passé des anomalies de hauteur d'eau. Le cas illustré du fleuve Madeira peut être reproduit sur les principaux affluents de l'Amazonie, constituant ainsi un réseau de prévision inédit, tant par son étendue que par son horizon prévisionnel. Les stations virtuelles permettraient donc, par leur répartition géographique et les dates de passage différentes, d'obtenir une prévision *a priori* de l'anomalie de hauteur d'eau, et donc du débit en passant par les courbes de tarage, en tout point du bassin.

Nous avons cependant constaté que, si elle fonctionnait particulièrement bien pour le Madeira, la méthodologie se montrait plus limitée sur les plus petits affluents pour lesquels la corrélation et le déphasage sont moins évidents. Si cela n'enlève en rien le potentiel d'un tel réseau de prévision, cela nous fait penser que la méthodologie peut encore être améliorée pour obtenir une meilleure prévision à partir de données obtenues très en amont. Une des manières d'améliorer la méthode serait d'incorporer, à la place de la régression polynomiale, une équation type modèle de différences semblable à celle présentée par Tucci (1986) et qui s'est montrée efficace dans le domaine des prévisions en temps réel.

Un des prolongements que nous pouvons également imaginer à ce type d'étude est de permettre l'optimisation de réseaux d'observation. En effet, nous avons vu que seules certaines stations virtuelles étaient suffisantes pour effectuer une prévision. Cela signifie que dans l'optique d'une prévision, les SV restantes n'apportent aucune nouvelle information permettant de l'améliorer. Les distances des SV utiles dépendront du cycle hydrologique du fleuve étudié, de sa pente, de la forme de son lit, etc. En nous basant sur des points chauds tels que les principales villes d'une région, nous pourrions donc déduire, à partir des analyses de corrélation et de prévision, la localisation optimum de stations virtuelles ou *in situ*.

Sixième partie

Conclusions et perspectives

Dans cette thèse, nous avons abordé le sujet de l'optimisation de courbes de tarage en hydrologie. Après avoir exposé la situation actuelle du bassin amazonien en termes hydrologiques, nous avons fait un état de l'art quant à l'utilisation de données satellitaires pour l'hydrologie continentale, et avons décrit les modes actuels d'utilisation de courbes de tarage en hydrologie. Enfin, nous avons exposé les derniers développements des algorithmes d'optimisation et leurs applications pour la résolution de modèles hydrologiques.

Dans un premier temps, nous avons mis en place une nouvelle méthodologie permettant de coupler les informations physiques sous-jacentes aux courbes de tarage à l'efficacité des algorithmes d'optimisation globale afin d'obtenir à la fois un jeu de meilleurs paramètres de notre modèle et une estimation des incertitudes. Le modèle en question, issu de l'équation de Manning, met en cohérence les débits simulés sur le bassin amazonien et les hauteurs d'eau altimétriques obtenues aux stations virtuelles à partir de données des missions d'altimétrie ENVISAT et Jason-2. Nous avons utilisé un l'algorithme d'optimisation globale SCEM-UA pour parvenir à déterminer un ensemble de 920 courbes de tarage distribuées sur tout le bassin amazonien.

Par la suite, cette méthodologie a été extensivement testée sur un ensemble de critères qualitatifs et quantitatifs. Nous avons pu vérifier que les débits calculés au travers des courbes de tarage sont en adéquation tant avec les débits simulés qu'avec les débits *in situ*. Nous avons identifié les zones à problèmes comme étant celles pour lesquelles, soit la qualité du modèle était inférieure, soit la relation hauteur/débit n'était pas univoque. Nous avons aussi, au travers d'une analyse de sensibilité, montré que la configuration que nous avons choisie pour la méthodologie était adaptée au problème posé. En effet, les résultats n'évoluent guère lorsque nous modifions les intervalles possibles des différents paramètres de l'algorithme. De plus, les paramètres obtenus sont globalement cohérents avec les hypothèses posées en entrée de modèle (paramètres a et b) et avec la réalité du terrain (paramètre Z_0 et profondeur moyenne des fleuves). Enfin nous avons pu quantifier l'impact qu'ont les erreurs dans les données d'entrée lors de la détermination des courbes de tarage.

Lors de cette analyse qualitative, nous avons constaté que, malgré une cohérence globale entre qualité du modèle et qualité de la courbe de tarage, certaines stations virtuelles où nous attendions de bons résultats ont obtenu des indicateurs de qualité faibles. Cela est dû à la formulation mathématique du modèle optimisé. Alors que dans l'équation classique de la courbe de tarage la pente est considérée constante, il n'est pas rare en réalité qu'elle varie fortement en fonction du cycle hydrologique. Nous avons identifié ce phénomène, appelé effet de barrage, sur tous les principaux affluents de l'Amazone, avec des nuances dans l'ampleur du phénomène, et donc dans la diminution de la qualité de la CT, ainsi que sur des affluents mineurs, comme par exemple en certains endroits en amont du Madeira. L'incapacité de calculer un débit fidèle à la réalité a été dépassée en considérant la pente comme une troisième variable dans l'équation de la courbe de tarage, au même titre que le débit et la hauteur d'eau. Nous avons ainsi pu reproduire la forme caractéristique en boucle de la relation H/Q pour une section souffrant de l'effet de barrage aval.

En appliquant la méthodologie à des rivières synthétiques dont la configuration nous était totalement connue, nous avons pu confirmer que les courbes de tarage obtenues sont le reflet des caractéristiques physiques de la section étudiée. Ainsi, les valeurs des coefficients des courbes de tarage se sont avérées infiniment proches des valeurs vraies dans les cas où les hypothèses posées

étaient vérifiées. Dans des cas plus complexes, par exemple lorsque l'on s'éloignait de l'hypothèse des grands fleuves ou d'une section rectangulaire, les coefficients ont été altérés, sans que toutefois la détermination du débit en soit affectée. De ce fait, il est possible de réutiliser les paramètres des courbes de tarage pour affiner le paramétrage des fleuves dans les modèles hydrologiques, paramétrage généralement fait sur la base de relations géomorphologiques et ne représentant que très grossièrement les variations de caractéristiques comme la largeur ou la profondeur des fleuves.

De nombreuses autres applications peuvent être imaginées à partir d'une telle base de données. Par exemple, les courbes de tarage offrent une possibilité de validation indépendante des modèles hydrologiques. En effet, nous avons pu vérifier que la qualité de la courbe de tarage était fortement liée à celle du modèle hydrologique. Les courbes de tarage peuvent donc être utilisées comme données indépendantes de validation lorsque aucune information de débit *in situ* n'est disponible, et par là même valider les champs de précipitations, la qualité des modèles pluie/débit étant très fortement liée à la qualité des précipitations. De plus, nous avons prouvé que les données des missions altimétriques actuelles et celles des missions futures peuvent être utilisées pour obtenir une estimation en quasi temps réel du débit aux stations virtuelles. En se basant sur l'apprentissage des dix années de données ENVISAT, il est possible de faire une première estimation du débit s'écoulant plus de mille kilomètres en aval d'une station virtuelle avec environ deux mois de délai. Cela peut s'avérer primordial dans la gestion des risques de crue, principalement dans des bassins transfrontaliers pour lesquels la communication d'information n'est pas efficace.

De nombreuses perspectives sont envisageables suite aux résultats des recherches que nous avons menées durant cette thèse. Tout d'abord, sachant que la base de données de courbes de tarage est en constante évolution, il est aisé de penser que pour chaque nouvelle SV créée nous pouvons déterminer la courbe de tarage. Au vu de la grande gamme de fleuves pour lesquels nous sommes parvenus à déterminer une CT, il paraît évident que la méthodologie peut être répétée sur d'autres bassins versants. Les nombreux bassins d'Amérique du sud dont les débits ont déjà été obtenus par l'équipe de l'IPH ainsi que les grands bassins d'Afrique et d'Asie semblent être des candidats parfaitement adaptés. Le cas du Congo qui, bien que l'un des plus grands bassins versants du monde, souffre d'un manque total de données *in situ* en est l'exemple parfait. Notre méthodologie n'est cependant pas limitée aux grands bassins tels que le bassin amazonien. Elle a d'ores et déjà montré des résultats prometteurs sur un bassin versant Malgache de 50 000 km², montrant ainsi que le potentiel des observations altimétriques n'est pas concentré uniquement sur les plus grandes surfaces continentales mais peut aussi s'exprimer sur des cours d'eau plus réduits.

Les excellents résultats obtenus sur les cas test et la nette amélioration constatée des stations virtuelles du bassin amazonien sur lesquelles nous avons expérimenté l'insertion de la pente dans l'équation de la courbe de tarage, présentées dans Paris *et al.* (en révision), nous incitent à penser qu'il est primordial de recalculer l'ensemble des courbes de tarage en tenant compte de cette pente. Pour ce faire, il est nécessaire d'estimer les variations temporelles et spatiales des pentes pour chaque SV. De la sorte, nous obtiendrons une base de données permettant à la fois d'estimer les débits en chaque SV et d'apporter de précieuses informations telles que la forme des sections et une estimation du coefficient de Manning équivalent. La question du *reach-averaging*

est actuellement à l'étude sur la Garonne. L'analyse des cas test et l'impact des erreurs dans les triplets hauteur/pente/débit sont de première importance pour la mission SWOT.

Bibliographie

- Richard ALLEN, Luis S. PEREIRA, Dirk RAES et Martin SMITH : Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements - fao irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300(9), 1998.
- Douglas ALSDORF, Charon BIRKETT, Thomas DUNNE, John MELACK et Laura HESS : Water level changes in a large amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophysical Research Letters*, 28(14):2671–2674, 2001. ISSN 1944-8007.
- Douglas ALSDORF, Shin-Chan HAN, Paul BATES et John MELACK : Seasonal water storage on the amazon floodplain measured from satellites. *Remote Sensing of Environment*, 114(11):2448 – 2456, 2010. ISSN 0034-4257.
- Bruno AMBROISE : Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré. *Journal of Water Science*, 12(1):125–153, 1999.
- Adalbert ARSEN, Jean-Francois CRETAUX, Muriel BERGE-NGUYEN et Rodrigo Abarca del RIO : Remote sensing-derived bathymetry of lake poopo. *Remote Sensing*, 6(1):407–420, 2013.
- AVISO+ : Satellite altimetry data. URL <http://www.avisio.altimetry.fr/>.
- David B. BAHR, Mark DYURGEROV et Mark F. MEIER : Sea-level rise from glaciers and ice caps : A lower bound. *Geophysical Research Letters*, 36(3), 2009. ISSN 1944-8007.
- Jean-Christophe BAUDEZ, C. LOUMAGNE, C. MICHEL, B. PALAGOS, V. GOMENDY et F. BARTOLI : Modélisation hydrologique et hétérogénéité spatiale des bassins. *Etude et Gestion des sols*, 6(4):165–184, 1998.
- Mélanie BECKER, William LOVEL, Anny CAZENAVE, Andreas GUNTNER et Jean-François CRETAUX : Recent hydrological behavior of the east african great lakes region inferred from grace, satellite altimetry and rainfall observations. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(3):223–233, 2010.
- Gilles BELAUD, Ludovic CASSAN, Jean-Claude BADER, Nicolas BERCHER et Thibaut FERET : Calibration of a propagation model in a large river using satellite altimetry. page 6 p. multigr., 2010. ISBN 978-0-415-58475-3.
- Nicolas BERCHER : Précision de l’altimétrie satellitaire radar sur les cours d’eau : Développement d’une méthode standard de quantification de la qualité des produits alti-hydrologiques et applications. *Thèse de Doctorat*, 2008.
- Muriel BERGÉ-NGUYEN, Stéphane CALMANT et Anny CAZENAVE : *Carte des fonds océaniques*. Ird éditions/cnes, 1ère édition, 2006.
- Philippa A. M. BERRY, J. A. FREEMAN, C. ROGERS et J. BENVENISTE : Global analysis of the envisat ra-2 burst echoes. *Proceedings of the ENVISAT Symposium 2007*, 2007.
- Keith BEVEN : Changing ideas in hydrology : The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105(1-2):157 – 172, 1989. ISSN 0022-1694.

Bibliographie

- Biswanath BHATTACHARYA et Dimitri P SOLOMATINE : Neural networks and m5 model trees in modelling water level–discharge relationship. *Neurocomputing*, 63:381–396, 2005.
- Sylvain BIANCAMARIA, Façal HOSSAIN et Denis P. LETTENMAIER : Forecasting transboundary river water elevations from space. *Geophysical Research Letters*, 38(11), 2011. ISSN 1944-8007. L11401.
- Andrew BINLEY et Keith BEVEN : Three-dimensional modelling of hillslope hydrology. *Hydrological Processes*, 6(3):347–359, 1992.
- Charon BIRKETT : Contribution of the topex nasa radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34(5):1223–1239, 1998. ISSN 1944-7973.
- Charon BIRKETT, L. A. K. MERTES, T. DUNNE, M. H. COSTA et M. J. JASINSKI : Surface water dynamics in the amazon basin : Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D20):LBA 26–1–LBA 26–21, 2002. ISSN 2156-2202.
- Stephen J. BIRKINSHAW, G. M. O'DONNELL, P. MOORE, C. G. KILSBY, H. J. FOWLER et P. A. M. BERRY : Using satellite altimetry data to augment flow estimation techniques on the mekong river. *Hydrological Processes*, 24(26):3811–3825, 2010. ISSN 1099-1085.
- David M. BJERKLIE, S. Lawrence DINGMAN et Carl H. BOLSTER : Comparison of constitutive flow resistance equations based on the manning and chezy equations applied to natural rivers. *Water resources research*, 41(11), 2005.
- David M. BJERKLIE, S. Lawrence DINGMAN, Charles J. VOROSMARTY, Carl H. BOLSTER et Russell G. CONGALTON : Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *Journal of Hydrology*, 278(1-4):17 – 38, 2003. ISSN 0022-1694.
- Marie-Paule BONNET, G. BARROUX, Jean-Michel MARTINEZ, Frédérique SEYLER, P. MOREIRA-TURCQ, G. COCHONNEAU, J.-M. MELACK, G. BOAVENTURA, L. MAURICE-BOURGOIN, J.-G. LEON, E. ROUX, S. CALMANT, P. KOSUTH, J.-L. GUYOT et P. SEYLER : Floodplain hydrology in an amazon floodplain lake (lago grande de curua). *Journal of Hydrology*, 349(1-2):18 – 30, 2008. ISSN 0022-1694.
- Bodo BOOKHAGEN et Manfred R. STRECKER : Orographic barriers, high-resolution trmm rainfall, and relief variations along the eastern andes. *Geophysical Research Letters*, 35, 2008.
- George E. BOX et George C. TIAO : *Bayesian inference in statistical analysis*, volume 40. John Wiley & Sons, 1973.
- I. Foster BROWN, Wilfrid SCHROEDER, Alberto SETZER, Monica DE LOS RIOS MALDONADO, Nara PANTOJA, Alejandro DUARTE et Jose MARENGO : Monitoring fires in southwestern amazonia rain forests. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 87(26):253–259, 2006. ISSN 2324-9250.
- Jacques CALLEDE, Gérard COCHONNEAU, Josyane RONCHAIL, F. VIEIRA ALVES, Jean-Loup GUYOT, V.S. GUIMARAES et Eurides DE OLIVEIRA : Les apports en eau de l'amazone à l'océan atlantique. *Journal of Water Science*, 23(3):247–273, 2010.
- Jacques CALLEDE, Daniel MEDEIROS MOREIRA et Stéphane CALMANT : Détermination de l'altitude du zéro des stations hydrométriques en amazonie brésilienne. application aux lignes d'eau des rios negro, solimões et amazone. *Journal of Water Science*, 26(2):153–171, 2013.
- Jacques CALLEDE, J. RONCHAIL, Guyot JEAN-LOUP et de OLIVEIRA EURIDES : Déboisement amazonien : son influence sur le débit de l'amazone à obidos (brésil). *Journal of Water Sciences*, 21(1):59–72, 2008.

Bibliographie

- Stéphane CALMANT, Joecila Santos da SILVA, Daniel MEDEIROS MOREIRA, Frédérique SEYLER, C. K. SHUM, Jean-François CRÉTAUX et Germinal GABALDA : Detection of envisat ra2/ice-1 retracked radar altimetry bias over the amazon basin rivers using gps. *Advances in Space Research*, 51(8):1551 – 1564, 2013. ISSN 0273-1177. Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS.
- Stéphane CALMANT et Frédérique SEYLER : Continental surface waters from satellite altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(14-15):1113 – 1122, 2006. ISSN 1631-0713. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071306001210>. La Terre observée depuis l'espace Observing the Earth from space.
- Stéphane CALMANT, Frédérique SEYLER et Jean-François CRÉTAUX : Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in Geophysics*, 29(4-5):247–269, 2008. ISSN 0169-3298.
- Manoel CARDOSO, Carlos NOBRE, Gilvan SAMPAIO, Marina HIROTA, Dalton VALERIANO et Gilberto CÂMARA : Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the brazilian amazon. *Biologia*, 64(3):433–437, 2009. ISSN 0006-3088.
- Gilbert CASTANY : *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod université. Dunod, 1982. ISBN 9782040112219.
- Rodrigo Cauduro Dias de PAIVA, Walter COLLISCHONN, Marie-Paule BONNET et L. G. DE GONÇALVES : On the sources of hydrological prediction uncertainty in the amazon. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16:3127–3137, septembre 2012.
- Rodrigo Cauduro Dias de PAIVA, Walter COLLISCHONN, Marie-Paule BONNET, L. G. G. de GONÇALVES, Stéphane CALMANT, Augusto GETIRANA et Joecila Santos da SILVA : 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 Discussions*, 10(3):2879–2925, 2013a.
- Rodrigo Cauduro Dias de PAIVA, Walter COLLISCHONN et Diogo COSTA BUARQUE : Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the amazon. *Hydrological Processes*, 27(3):333–346, 2013b. ISSN 1099-1085.
- Rodrigo Cauduro Dias de PAIVA, Walter COLLISCHONN et Carlos Eduardo Morelli TUCCI : Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a gis based approach. *Journal of Hydrology*, 406(3):170–181, 2011a.
- Rodrigo Cauduro Dias de PAIVA, Diogo COSTA BUARQUE, Robin Thomas CLARKE, Walter COLLISCHONN et Daniel Gustavo ALLASIA : Reduced precipitation over large water bodies in the brazilian amazon shown from trmm data. *Geophysical Research Letters*, 38(4), 2011b.
- Rodrigo Cauduro Dias de PAIVA, Diogo COSTA BUARQUE, Walter COLLISCHONN, Marie-Paule BONNET, Frédéric FRAPPART, Stéphane CALMANT et Carlos André BULHOES MENDES : Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the amazon river basin. *Water Resources Research*, 49(3):1226–1243, 2013c. ISSN 1944-7973.
- Jianli L. CHEN, C. R. WILSON et B. D. TAPLEY : The 2009 exceptional amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by grace. *Water Resources Research*, 46(12), 2010. ISSN 1944-7973.
- Ven Te CHOW, David R. MAIDMENT et L.W. MAYS : *Applied Hydrology*. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. Tata McGraw-Hill Education, 1988. ISBN 9780070702424.

Bibliographie

- Grzegorz J. CIACH : Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(5):752–759, mai 2003. ISSN 0739-0572.
- Robin Thomas CLARKE : Uncertainty in the estimation of mean annual flood due to rating-curve indefiniton. *Journal of Hydrology*, 222(1&4):185 – 190, 1999. ISSN 0022-1694.
- Robin Thomas CLARKE, E. M. MENDIONDO et L. C. BRUSA : Uncertainties in mean discharges from two large south american rivers due to rating curve variability. *Hydrological Sciences Journal*, 45(2):221–236, 2000.
- Michael T. COE, Marcos H. COSTA et Erica A. HOWARD : Simulating the surface waters of the amazon river basin : impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrological Processes*, 22(14):2542–2553, 2008. ISSN 1099-1085.
- Michael T. COE, Marcos H. COSTA et Britaldo S. SOARES-FILHO : The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the amazon river-land surface processes and atmospheric feedbacks. *Journal of Hydrology*, 369(1):165–174, 2009.
- Bruno COLLISCHONN, Walter COLLISCHONN et Carlos Eduardo Morelli TUCCI : Daily hydrological modeling in the amazon basin using trmm rainfall estimates. *Journal of Hydrology*, 360(1-4):207 – 216, 2008. ISSN 0022-1694.
- Walter COLLISCHONN, Daniel ALLASIA, Benedito C. DA SILVA et Carlos Eduardo Morelli TUCCI : The mgb-iph model for large-scale rainfall-runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5):878–895, 2007.
- Marcos Heil COSTA, Aurélie BOTTA et Jeffrey A. CARDILLE : Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the tocantins river, southeastern amazonia. *Journal of Hydrology*, 283(1-4):206 – 217, 2003. ISSN 0022-1694.
- Marcos Heil COSTA et Jonathan A. FOLEY : A comparison of precipitation datasets for the amazon basin. *Geophysical Research Letters*, 25(2):155–158, 1998. ISSN 1944-8007.
- Peter M. COX, R. A. BETTS, M. COLLINS, Phil P. HARRIS, Chris HUNTINGFORD et C. D. JONES : Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1-3):137–156, 2004. ISSN 0177-798X.
- Peter M COX, Phil P HARRIS, Chris HUNTINGFORD, Richard A. BETTS, Matthew COLLINS, Chris D. JONES, Tim E. JUPP, José A. MARENGO et Carlos A. NOBRE : Increasing risk of amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature*, 453(7192):212–215, 2008.
- N. H. CRAWFORD et R. K. LINSLEY : Digital simulation in hydrology : Stanford watershed model iv. 1966.
- Jean-François CRETAUX, Muriel BERGE-NGUYEN, Stéphane CALMANT, V. ROMANOVSKI, Benoit MEYSSIGNAC, Félix PEROSANZ, S. TASHBAEVA, Adalbert ARSEN, F. FUND, N. MARTIGNAGO, Pascal BONNEFOND, O. LAURAIN, Rosemary MORROW et Philippe MAISONGRANDE : Calibration of envisat radar altimeter over lake issykkul. *Advances in Space Research*, 51(8):1523–1541, 2013. ISSN 0273-1177. Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS.
- Jean-François CRETAUX, Stéphane CALMANT, V. ROMANOVSKI, Felix PEROSANZ, S. TASHBAEVA, Pascal BONNEFOND, Daniel MEDEIROS MOREIRA, C. K. SHUM, F. NINO, Muriel BERGÉ-NGUYEN, Sara FLEURY, P. GEGOUT, R. ABARCA DEL RIO et Philippe MAISONGRANDE : Absolute calibration of jason radar altimeters from gps kinematic campaigns over lake issykkul. *Marine Geodesy*, 34(3-4):291–318, 2011.

Bibliographie

- Jean-François CRETAUX, Alexei V. KOURAEV, Fabrice PAPA, Muriel BERGE-NGUYEN, Anny CAZENAVE, N. ALADIN et I. S. PLOTNIKOV : Evolution of sea level of the big aral sea from satellite altimetry and its implications for water balance. *Journal of Great Lakes Research*, 31 (4):520–534, 2005.
- J. A. CUNGE, F. M. HOLLY et A. VERWEY : *Practical aspects of computational river hydraulics*. Monographs and surveys in water resources engineering. Pitman Advanced Publishing Program, 1980. ISBN 9780273084426.
- Eric A. DAVIDSON, Alessandro C. de ARAUJO, Paulo ARTAXO, Jennifer K. BALCH, Foster BROWN, Mercedes M.C. BUSTAMANTE, Michael Thomas COE, Ruth S. DEFRIES, Michael KELLER et Marcos LONGO : The amazon basin in transition. *Nature*, 481(7381):321–328, 2012.
- Ilce DE OLIVEIRA CAMPOS, Frank MERCIER, Caroline MAHEU, Gerard COCHONNEAU, Pascal KOSUTH, Denizar BLITZKOW et Anny CAZENAVE : Temporal variations of river basin waters from topex/poseidon satellite altimetry. application to the amazon basin. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series II - Earth and Planetary Science*, 333(10):633 – 643, 2001. ISSN 1251-8050.
- Alessio DOMENEGHETTI, A. CASTELLARIN et Armando BRATH : Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4):1191–1202, 2012.
- Alessio DOMENEGHETTI, Angelica TARPANELLI, Luca BROCCA, Silvia BARBETTA, Tomaso MORAMARCO, Attilio CASTELLARIN et Armando BRATH : The use of remote sensing-derived water surface data for hydraulic model calibration. *Remote Sensing of Environment*, 149 (0):130–141, 2014. ISSN 0034-4257.
- Hervé DOUVILLE et Pascal TERRAY : *Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques*. ESCRIME, 2007.
- John DOW, F. M. MARTINEZ FADRIQUE et R. ZANDBERGEN : High precision altimetry from the envisat mission. *Advances in Space Research*, 23(4):757–762, 1999.
- Qingyun DUAN, Soroosh SOROOSHIAN et Vijai GUPTA : Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4):1015–1031, 1992.
- Qingyun DUAN, Soroosh SOROOSHIAN et Vijai GUPTA : Optimal use of the sce-ua global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158, 1994.
- Faye DUCHIN et Carlos LOPEZ-MORALES : Do water-rich region have a comparative advantage in food production ? : improving the representation of water for agriculture in economic models. *Economic Systems Research*, 24(4):371–389, 2012.
- Thomas DUNNE, Leal A. K. MERTES, Robert H. MEADE, Jeffrey E. RICHEY et Bruce R. FORSBERG : Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the amazon river in brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 110(4):450–467, 1998.
- Mats DYNESIUS, Christer NILSSON, Catherine A. REIDY et Carmen REVENGA : Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world. *Science*, pages 753–753, 1994.
- N. EL-JABI, G. WAKIM et S. SARRAF : Stage-discharge relationship in tidal rivers. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 118(2):166–174, 1992.

Bibliographie

- Jhan Carlo ESPINOZA VILLAR, José Antonio MARENGO, Josyane RONCHAIL, Jorge MOLINA CARPIO, Luis NORIEGA FLORES et Jean-Loup GUYOT : The extreme 2014 flood in south-western amazon basin : the role of tropical-subtropical south atlantic sst gradient. *Environmental Research Letters*, 9(12):124007, 2014.
- Jhan Carlo ESPINOZA VILLAR, Josyane RONCHAIL, Jean-Loup GUYOT, Gerard COCHONNEAU, Filizola NAZIANO, Waldo LAVADO, Eurides DE OLIVEIRA, Rodrigo POMBOSA et Philippe VAUCHEL : Spatio-temporal rainfall variability in the amazon basin countries (brazil, peru, bolivia, colombia, and ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11):1574–1594, 2009. ISSN 1097-0088.
- Jhan Carlo ESPINOZA VILLAR, Josyane RONCHAIL, Jean-Loup GUYOT, Clementine JUNQUAS, Philippe VAUCHEL, Waldo LAVADO, Guillaume DRAPEAU et Rodrigo POMBOSA : Climate variability and extreme drought in the upper solimoes river (western amazon basin) : Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13), 2011. ISSN 1944-8007.
- Geir EVENSEN : The ensemble kalman filter : theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dynamics*, 53(4):343–367, 2003. ISSN 1616-7341.
- Pierre EXERTIER, Pascal BONNEFOND, J. NICOLAS et François BARRIER : Contributions of satellite laser ranging to past and future radar altimetry missions. *Survey in Geophysics*, 22 (5-6):491–507, 2001.
- FAO/WRI, 2012 : URL www.un.org/waterforlifedecade/scarcity.shtml.
- T. G. FARR, P. A. ROSEN, E. CARO, R. CRIPPEN, R. DUREN, S. HENSLEY et D. SEAL : The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2), 2007.
- Philip M. FEARNSIDE : Desmatamento na amazonia brasileira : historia, indices e consequencias. *Megadiversidade*, 1(1):113–123, 2005.
- Naziano FILIZOLA et Jean-Loup GUYOT : Suspended sediment yields in the amazon basin : an assessment using the brazilian national data set. *Hydrological Processes*, 23(22):3207–3215, 2009. ISSN 1099-1085.
- Wolfgang-Albert FLÜGEL : Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using prms/mms in the drainage basin of the river bröl, germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4):423–436, 1995. ISSN 1099-1085.
- Frédéric FRAPPART, Stéphane CALMANT, M. CAUHOPE, Frédérique SEYLER et Anny CAZENAVE : Preliminary results of envisat ra-2-derived water levels validation over the amazon basin. *Remote Sensing Environment*, 100:252–264, 2006. ISSN 0034-4257.
- Frédéric FRAPPART, Fabrice PAPA, James S. FAMIGLIETTI, Catherine PRIGENT, William B. ROSSOW et Frédérique SEYLER : Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach : A case study for the rio negro river basin. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D21), 2008.
- Frédéric FRAPPART, Fabrice PAPA, Andreas GUNTNER, Werth SUSANNA, Guillaume RAMILLIEN, Catherine PRIGENT, William B. ROSSOW et Marie-Paule BONNET : Interannual variations of the terrestrial water storage in the lower ob' basin from a multisatellite approach. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 14(12):2443–2453, 2010.
- Lee-Lueng FU et Anny CAZENAVE : *Satellite altimetry and earth sciences : a handbook of techniques and applications*, volume 69. Academic Press, 2000.

Bibliographie

- Pierre-André GARAMBOIS, Jérôme MONNIER, Stéphane CALMANT, Hélène ROUX, Adrien PARIS et Joecila Santos da SILVA : Hydraulic visibility and effective cross sections based on hydrodynamical modeling of flow lines gained by satellite altimetry. *Hydrological Processes*, en révision.
- Bruno GARDINI, G. GRAF et G. RATIER : The instruments on envisat. *Acta Astronautica*, 37(0):301 – 311, 1995. ISSN 0094-5765. 45th International Astronautical Federation Congress.
- John H.C. GASH, C. R. LLOYD et G. LACHAUD : Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, 170(1-4):79 – 86, 1995. ISSN 0022-1694.
- Philippe GAUCKLER : *Etudes théoriques et pratiques sur l'écoulement et le mouvement des eaux*. Gauthier-Villars, 1867. URL <https://books.google.fr/books?id=dCmUGwAACAAJ>.
- Andrew GELMAN et Donald B RUBIN : Inference from iterative simulation using multiple sequences. *Statistical science*, pages 457–472, 1992.
- Augusto Cesar Vieira GETIRANA, Marie-Paule BONNET, Stéphane CALMANT, Emmanuel ROUX, Otto C ROTUNNO FILHO et Webe J MANSUR : Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall-runoff modeling and spatial altimetry. *Journal of hydrology*, 379(3): 205–219, 2009.
- Augusto Cesar Vieira GETIRANA et C PETERS-LIDARD : Estimating water discharge from large radar altimetry datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3):923–933, 2013.
- Colin J. GLEASON et Laurence C. SMITH : Toward global mapping of river discharge using satellite images and at-many-stations hydraulic geometry. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(13):4788–4791, 2014.
- Colin J. GLEASON et Jida WANG : Theoretical basis for at-many-stations hydraulic geometry. *Geophysical Research Letters*, 42(17):7107–7114, 2015. ISSN 1944-8007. 2015GL064935.
- Jennifer A. GRIGGS et Jonathan BAMBER : Antarctic ice-shelf thickness from satellite radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 57(203):485–498, 2011.
- Jean-Loup GUYOT, Jacques CALLEDE, Gérard COCHONNEAU, Naziano FILIZOLA, Valdemar GUIMARAES, Pascal KOSUTH, Michel MOLINIER, Eurides DE OLIVEIRA, Frédérique SEYLER et Patrick SEYLER : Caractéristiques hydrologiques du bassin amazonien. 1999.
- W. Keith HASTINGS : Monte carlo sampling methods using markov chains and their applications. *Biometrika*, 57(1):97–109, 1970. ISSN 00063444.
- Reginald W. HERSCHY : *Streamflow measurement*. CRC Press, 1995.
- Reginald W. HERSCHY : The uncertainty in a current meter measurement. *Flow Measurement and Instrumentation*, 13(5):281–284, 2002.
- Laura L. HESS, John M. MELACK, Evelyn NOVO, Claudio C.F. BARBOSA et Mary GASTIL : Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 87(4):404–428, 2003.
- H. HIDAYAT, A.J.F. HOITINK, M. G. SASSI et P. TORFS : Prediction of discharge in a tidal river using artificial neural networks. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(8):04014006, 2014.
- Feyera A. HIRPA, Thomas M. HOPSON, Tom DE GROEVE, G. Robert BRAKENRIDGE, Mekonnen GEBREMICHAEL et Pedro J. RESTREPO : Upstream satellite remote sensing for river discharge forecasting : Application to major rivers in south asia. *Remote Sensing of Environment*, 131:140–151, 2013.

Bibliographie

- George J. HUFFMAN, David T. BOLVIN, Eric J. NELKIN, David B. WOLFF, Robert F. ADLER, Guojun GU, Yang HONG, Kenneth P. BOWMAN et Erich F. STOCKER : The trmm multisatellite precipitation analysis (tmpa) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):38–55, 2007.
- Intergovernmental Panel On Climate Change IPCC : Climate change 2007 : The physical science basis. *Agenda*, 6(07):333, 2007.
- G. JACCON : Jaugeage de l'amazone à obidos par les méthodes du bateau mobile et des grands fleuves. *Hydrologie Continentale*, pages 117–126, 1987.
- Jonathan JALBERT, Thibault MATHEVET et Anne-Catherine FAVRE : Temporal uncertainty estimation of discharges from rating curves using a variographic analysis. *Journal of Hydrology*, 397(1-2):83 – 92, 2011. ISSN 0022-1694.
- M. J. JASINSKI, Charon M. BIRKETT, S. CHINN et M. H. COSTA : 2001.
- Susan K. JENSON et Julia O. DOMINGUE : Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 54(11):1593 – 1600, 1988.
- P. R. JOHNSTON et D. H. PILGRIM : Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, 12(3):477 – 486, 1976.
- Martin KIPPING : Conflits et coopération liés à l'eau du fleuve sénégal. *Géocarrefour*, 80/4:335 – 347, 2005.
- Chester J. KOBLINSKY, Robin Thomas CLARKE, A. C. BRENNER et H. FREY : Measurement of river level variations with satellite altimetry. *Water Resources Research*, 29(6):1839–1848, 1993. ISSN 1944-7973.
- Pascal KOSUTH, Jacques CALLEDE, Alain LARAQUE, Naziano FILIZOLA, Jean-Loup GUYOT, Patrick SEYLER, Jean Marie FRITSCH et Valdemar GUIMARAES : Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the amazon river. *Hydrological Processes*, 23(22):3141 – 3150, 2009. ISSN 1099-1085.
- Pascal KOSUTH, Anny CAZENAVE et D. BLITZKOW : Amazon river altimetry through satellite radar altimetry and gps positioning. In *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, page 10778, avril 2003.
- Alexei V. KOURAEV, Elena A. ZAKHAROVA, Olivier SAMAIN, Nelly M. MOGNARD et Anny CAZENAVE : Ob' river discharge from topex/poseidon satellite altimetry (1992 à 2002). *Remote Sensing of Environment*, 93(1à2):238 – 245, 2004. ISSN 0034-4257.
- George KUCZERA : Improved parameter inference in catchment models : 1. evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Research*, 19(5):1151 – 1162, 1983.
- George KUCZERA et Eric PARENT : Monte carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models : the metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211(1):69 – 85, 1998.
- Frédéric LASSERRE : *Les guerres de l'eau*. Delavilla, 2009.
- Juan Gabriel. LEON, Stéphane CALMANT, Frédérique SEYLER, Marie-Paule BONNET, Mathilde CAUHOPÉ, Frédéric FRAPPART, Naziano FILIZOLA et Pascal FRAIZY : Rating curves and estimation of average water depth at the upper negro river based on satellite altimeter data and modeled discharges. *Journal of Hydrology*, 328:481 – 496, 2006. ISSN 0022-1694.

Bibliographie

- Wenhong LI, Rong FU et Robert E. DICKINSON : Rainfall and its seasonality over the amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the ipcc ar4. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D2), 2006. ISSN 2156-2202.
- S. B. LUTHCKE, N. P. ZELENSKY, F. G. LEMOINE, D. D. ROWLANDS, B. D. BECKLEY, T. A. WILLIAMS et D. CHINN : Improvement of the complete topex/poseidon and jason-1 orbit time series : Current status. 2003.
- David R. MAIDMENT : *Arc Hydro : GIS for water resources*, volume 1. ESRI, Inc., 2002.
- Sylvain MANGIAROTTI, Jean-Michel MARTINEZ, Marie-Paule BONNET, Diogo COSTA BUARQUE, Naziano FILIZOLA et Pierre MAZZEGA : Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the amazon and the madeira rivers (from in situ and modis satellite data). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 21:341 – 355, 2013.
- José Antonio MARENGO, Laura S. BORMA, Daniel A. RODRIGUEZ, Patricia PINHO, Wagner R. SOARES et Lincoln M. ALVES : Recent extremes of drought and flooding in amazonia : Vulnerabilities and human adaptation. *American Journal of Climate Change*, 2:87, 2013.
- José Antonio MARENGO, C. A. NOBRE, J. TOMASELLA, M. F. CARDOSO et M. D. OYAMA : Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of amazonia in 2005, 2008.
- José Antonio MARENGO, Javier TOMASELLA, Lincoln M. ALVES, Wagner R. SOARES et Daniel A. RODRIGUEZ : The drought of 2010 in the context of historical droughts in the amazon region. *Geophysical Research Letters*, 38(12), 2011. ISSN 1944-8007.
- Belinda Arunarwati MARGONO, Peter V. POTAPOV, Svetlana TURUBANOVA, Fred STOLLE et Matthew C. HANSEN : Primary forest cover loss in indonesia over 2000-2012. 4(8):730 – 735, 2014. ISSN 1758-678X.
- James G. MARSH et E. S. CHANG : Detailed gravimetric geoid confirmation of sea surface topography detected by the skylab s-193 altimeter in the atlantic ocean. *Bulletin géodésique*, 50(3):291–299, 1976. ISSN 0007-4632.
- Jean-Michel MARTINEZ, Jean-Loup GUYOT, Naziano FILIZOLA et Francis SONDAG : Increase in suspended sediment discharge of the amazon river assessed by monitoring network and satellite data. *CATENA*, page 29, septembre 2009.
- Philippe MAYAUX, Jean-François PEKEL, Baudouin DESCLÉE, François DONNAY, Andrea LUPI, Frédéric ACHARD, Marco CLERICI, Catherine BODART, Andreas BRINK, Robert NASI et Alan BELWARD : State and evolution of the african rainforests between 1990 and 2010. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, 368(1625), 2013. ISSN 0962-8436.
- Hilary McMILLAN, Jim FREER, Florian PAPPENBERGER, Tobias KRUEGER et Martyn CLARK : Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions. *Hydrological Processes*, 24(10):1270 – 1284, 2010. ISSN 1099-1085.
- Robert H. MEADE, José M. RAYOL, Sylvio C. DA CONCEIÇÃO et José R. G. NATIVIDADE : Backwater effects in the amazon river basin of brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*, 18(2):105–114, 1991. ISSN 0099-0094.
- Daniel MEDEIROS MOREIRA : Rede de referência altimétrica para avaliação da altimetria por satélites e estudos hidrológicos na região amazônica. Mémoire de D.E.A., 2010.

Bibliographie

- David MEDVIGY, Robert L. WALKO, Martin J. OTTE et Roni AVISSAR : Simulated changes in northwest us climate in response to amazon deforestation. *Journal of Climate*, 26(22):9115–9136, 2013.
- Charles S. MELCHING : Reliability estimation. In *Computer models of watershed technology*, pages 69–118. water resources publications, 1995.
- Franck MERCIER, Anny CAZENAVE et Caroline MAHEU : Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in africa from topex/poseidon : connections with ocean-atmosphere interactions over the indian ocean. *Global and Planetary Change*, 32(2):141–163, 2002.
- Nicholas METROPOLIS, Arianna W. ROSENBLUTH, Marshall N. ROSENBLUTH, Augusta H. TELLER et Edward TELLER : Equation of state calculations by fast computing machines. *The Journal of Chemical Physics*, 21(6):1087–1092, 1953.
- Claire I. MICHAILOVSKY, S. MCENNIS, P.A.M. BERRY, R. SMITH et Peter BAUER-GOTTWEIN : River monitoring from satellite radar altimetry in the zambezi river basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(7):2181–2192, 2012.
- David MOLDEN : *Water for Food, Water for Life : A Comprehensive Assessment of Water Management*. 2007.
- Michel MOLINIER, Jean-Loup GUYOT, Jacques CALLÈDE, V. GUIMARAES, E. DE OLIVEIRA et Naziano. FILIZOLA : Hydrologie du bassin amazonien. In *Environnement et développement en Amazonie brésilienne*, pages 24–41. Belin, 1997. ISBN 2-7011-1532-9.
- Michel MOLINIER, Jean-Loup GUYOT, E. de DE OLIVEIRA et V. GUIMARAES : Les régimes hydrologiques de l’amazone et de ses affluents. In *L’hydrologie tropicale : géosciences et outil pour le développement*, Publication - AISH, pages 209–222. AISH, 1996. ISBN 0-947571-99-X.
- John L. MONTEITH : Evaporation and environment. In *Symposia of the Society for Experimental Biology*, volume 19, page 4, 1965.
- Scott E. MORLOCK : *Evaluation of acoustic Doppler current profiler measurements of river discharge*. US Department of the Interior, US Geological Survey, 1996.
- Rana A. MOYEED et Robin Thomas CLARKE : The use of bayesian methods for fitting rating curves, with case studies. *Advances in Water Resources*, 28(8):807 – 818, 2005. ISSN 0309-1708.
- Robert J. NAIMAN : *The freshwater imperative : a research agenda*. Island Press, 1995.
- NASA : Skylab statistics, 2000. URL www-pao.ksc.nasa.gov/kscpao/history/skylab/skylab-stats.htm.
- J. E. NASH et Jonh V. SUTCLIFFE : River flow forecasting through conceptual models. part ia discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3):282–290, 1970.
- Robinson I. NEGRON JUAREZ, Wenhong LI, Rong FU, Katia FERNANDES et Andrea de OLIVEIRA CARDOSO : Comparison of precipitation datasets over the tropical south american and african continents. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1):289–299, février 2009. ISSN 1525-755X.
- John A. NELDER et Roger MEAD : A simplex method for function minimization. *The computer journal*, 7(4):308–313, 1965.
- Vladislav NESPOR et Boris SEVRUK : Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(4):450–464, 1999.

Bibliographie

- Mark NEW, David LISTER, Mike HULME et Ian MAKIN : A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate research*, 21(1):1–25, 2002.
- Georges NIZINSKI et B. SAUGIER : Mesures et modélisation de l'interception nette dans une futaie de chênes. *Acta Oecologica. Oecologia Plantarum*, 9:311–329, 1988. ISSN 0243-7651.
- NOAA : Noaa ocean explorer : Technology : Satellites, 2015. URL <http://oceanexplorer.noaa.gov/technology/tools/satellites/goes-diagram.html>.
- Carlos Afonso NOBRE et Laura DE SIMONE BORMA : "tipping points" for the amazon forest. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 1(1):28 – 36, 2009. ISSN 1877-3435.
- Jean Pierre NOUGIER : *Methodes de calcul numerique*. Enseignement de la Physique. Masson, 1987. ISBN 9782225810862.
- OCA : Oca altimétrie satellitaire, 2011. URL <https://geoazur.oca.eu/spip.php>.
- T. O'DONNELL et P. CANEDO : The reliability of conceptual basin model calibration. *Proceedings of the Oxford Symposium*, 1980.
- Fabrice PAPA, Frédéric FRAPPART, Yoann MALBETEAU, Mohammad SHAMSUDDUHA, Venugopal VURUPUTUR, Muddu SEKHAR, Guillaume RAMILLIEN, Catherine PRIGENT, Filipe AIRES et Rajesh Kumar PANDEY : Satellite-derived surface and sub-surface water storage in the ganges–brahmaputra river basin. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 2015.
- Fabrice PAPA, Catherine PRIGENT, F. AIRES, C. JIMENEZ, W. B. ROSSOW et E. MATTHEWS : Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993-2004. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D12), 2010.
- Florian PAPPENBERGER, Patrick MATGEN, Keith J BEVEN, Jean-Baptiste HENRY, Laurent PFISTER et Paul FRAIPONT : Influence of uncertain boundary conditions and model structure on flood inundation predictions. *Advances in Water Resources*, 29(10):1430–1449, 2006.
- Maurice PARDÉ : Les variations saisonnières de l'amazone. *Annales de Géographie*, 45(257):502–511, 1936. ISSN 0003-4010.
- Adrien PARIS, Rorigo Cauduro Dias de PAIVA, Joecila SANTOS DA SILVA, Daniel MEDEIROS MOREIRA, Stéphane CALMANT, Pierre-André GARAMBOIS, Walter COLLISCHONN, Marie-Paule BONNET et Frédérique SEYLER : Stage-discharge rating curves based on satellite altimetry and modeled discharges in the amazon basin. *Water Resources Research*, en révision.
- Nikolaos K. PAVLIS, Simon A. HOLMES, Steve C. KENYON et John K. FACTOR : The development and evaluation of the earth gravitational model 2008 (egm2008). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B4), 2012. ISSN 2156-2202.
- Carlos PEÑAHERRERA DEL AGUILA : *Geografia general del Peru : Aspectos fisicos*. Numéro v. 1. Ed. Ausonia, 1969.
- Augusto PEREIRA FILHO, Richard E. CARBONE, John D. TUTTLE et Hugo KARAM : Convective rainfall in amazonia and adjacent tropics. *Atmospheric and Climate Sciences*, 5:137–161, 2015.
- Asgeir PETERSEN-OVERLEIR et Trond REITAN : Objective segmentation in compound rating curves. *Journal of Hydrology*, 311(1&4):188 – 201, 2005. ISSN 0022-1694.
- Asgeir PETERSEN-OVERLEIR et Trond REITAN : Accounting for rating curve imprecision in flood frequency analysis using likelihood-based methods. *Journal of Hydrology*, 366(1&4):89 – 100, 2009. ISSN 0022-1694.

Bibliographie

- V. M. PONCE : *Engineering Hydrology : Principles and Practices*. Prentice Hall, 1994. ISBN 9780133154665.
- S. E. RANTZ *et al.* : Measurement and computation of stream flow. volume 1 : Measurement of stage and discharge ; volume 2 : Computation of discharge. *US Geological Survey water-supply paper*, 2175:631, 1982.
- C. G. RAPLEY *et al.* : *An Exploratory Study of Inland Water and Land Altimetry Using Seasat Data : Final Report*. ESA-CR. European Space Agency, 1987.
- Walter J. RAWLS, D. L. BRAKENSIEK et S. D. LOGSDON : Predicting saturated hydraulic conductivity utilizing fractal principles. *Soil Science Society of America Journal*, 57(5):1193–1197, 1993.
- Jens Christian REFSGAARD et B. STORM : Construction, calibration and validation of hydrological models. In *Distributed hydrological modelling*, pages 41–54. Springer, 1996.
- Trond REITAN et Asgeir PETERSEN-OVERLEIR : Bayesian power-law regression with a location parameter, with applications for construction of discharge rating curves. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(3):351–365, 2008. ISSN 1436-3240.
- Trond REITAN et Asgeir PETERSEN-ÖVERLEIR : Estimating the discharge rating curve by nonlinear regression - the frequentist approach. *Statistical Research Report*, 2005.
- Carmen REVENGA : *Watersh of the World : Ecological value and vulnerability*. World Resources Institute : Worldwatch Institute Washington, D.C, 1998.
- Carmen REVENGA, Jake BRUNNER, Norbert HENNINGER, Ken KASSEM, Richard PAYNE et C. NILSSON : *Freshwater Systems*. World Resources Institute Washington, DC, 2000.
- Alexandra Sloane RICHEY : *Quantifying Groundwater Stress with Total Water Volumes and GRACE*. University of California, Irvine, 2012.
- Jeffrey E RICHEY, John M MELACK, Anthony K AUFDENKAMPE, Victoria M BALLESTER et Laura L HESS : Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric co₂. *Nature*, 416(6881):617–620, 2002.
- Pierre-Alain ROCHE, Jacques MIGUEL et Eric GAUME : *Hydrologie quantitative : processus, modèles et aide à la décision*, volume 1. Springer, 2012. ISBN 978-2-8178-0105-6.
- Josyane RONCHAIL, Gérard COCHONNEAU, Michel MOLINIER, Jean-Loup GUYOT, Adriana DE MIRANDA CHAVES, Valdemar GUIMARES et Eurides DE OLIVEIRA : Interannual rainfall variability in the amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial pacific and the tropical atlantic oceans. *International Journal of Climatology*, 22(13):1663–1686, 2002. ISSN 1097-0088.
- Emmanuel ROUX, Joecila SANTOS DA SILVA, Augusto Cesar Vieira GETIRANA, Marie-Paule BONNET, Stéphane CALMANT, Jean-Michel MARTINEZ et Frédérique SEYLER : Producing time series of river water height by means of satellite radar altimetry comparative study. *Hydrological Sciences Journal*, 55(1):104–120, 2010.
- Sassan SAATCHI, Salvi ASEFI-NAJAFABADY, Yadvinder MALHI, Luiz ARAGÃO, Liana O. ANDERSON, Ranga B. MYNENI et Ramakrishna NEMANI : Persistent effects of a severe drought on amazonian forest canopy. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(2):565–570, 2013.

Bibliographie

- Luis F. SALAZAR, Carlos Antonio NOBRE et Marcos D. OYAMA : Climate change consequences on the biome distribution in tropical south america. *Geophysical Research Letters*, 34(9), 2007.
- Arindam SAMANTA, Sangram GANGULY, Hirofumi HASHIMOTO, Sadashiva DEVADIGA, Eric VERMOTE, Yuri KNYAZIKHIN, Ramakrishna R. NEMANI et Ranga B. MYNENI : Amazon forests did not green-up during the 2005 drought. *Geophysical Research Letters*, 37(5):n/a–n/a, 2010. ISSN 1944-8007.
- Gilvan SAMPAIO, Carlos NOBRE, Marcos Heil COSTA, Prakki SATYAMURTY, Britaldo SOARES-FILHO et Manoel CARDOSO : Regional climate change over eastern amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, 34(17):n/a–n/a, 2007. ISSN 1944-8007.
- Joecila SANTOS DA SILVA : *Application de l'altimétrie spatiale à l'étude des processus hydrologiques dans les zones humides du bassin amazonien*. Thèse de doctorat, 2010. Thèse de doctorat dirigée par Calmant, Stéphane et Rotunno Filho, Otto Correa Hydrologie spatiale Toulouse 3 2010.
- Joecila SANTOS DA SILVA, Stéphane CALMANT, Frédérique SEYLER, Otto CORREA ROTUNNO FILHO, Gerard COCHONNEAU et Webe Joao MANSUR : Water levels in the amazon basin derived from the ers2 and envisat radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, 114(10):2160 – 2181, 2010. ISSN 0034-4257.
- Joecila SANTOS DA SILVA, Stéphane CALMANT, Frédérique SEYLER, Daniel MEDEIROS MOREIRA, Daniel OLIVEIRA et Achilles MONTEIRO : Radar altimetry aids managing gauge networks. *Water Resources Management*, 28(3):587–603, 2014. ISSN 0920-4741.
- Joecila SANTOS DA SILVA, Frédérique SEYLER, Stéphane CALMANT, Otto CORREA ROTUNNO FILHO, Emmanuel ROUX, A. A. MAGALHAES ARAO et Jean-Loup GUYOT : Water level dynamics of amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry. *International Journal of Remote Sensing*, 33(11):3323–3353, 2012.
- Frédérique SEYLER, Stéphane CALMANT, Joecila SANTOS DA SILVA, Naziano FILIZOLA, Gérard COCHONNEAU, Marie-Paule BONNET et A. COSTI : Inundation risk in large tropical basins and potential survey from radar altimetry : example in the amazon basin. *Marine Geodesy*, 32:303–319, 2009. ISSN 0149-0419.
- Frédérique SEYLER, Stéphane CALMANT, Joecila SANTOS DA SILVA, Daniel MEDEIROS MOREIRA, Franck MERCIER et C. K. SHUM : From topex/poseidon to jason-2/ostm in the amazon basin. *Advances in Space Research*, 51(8):1542 – 1550, 2013. ISSN 0273-1177. Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS.
- Vijay P. SINGH : *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, 2012. ISBN 9781887201742. URL <http://books.google.fr/books?id=DXFRLwEACAAJ>.
- Britaldo Silveira SOARES-FILHO, Daniel Curtis NEPSTAD, Lisa M. CURRAN, Gustavo Coutinho CERQUEIRA, Ricardo Alexandrino GARCIA, Claudia Azevedo RAMOS, Eliane VOLL, Alice McDONALD, Paul LEFEBVRE et Peter SCHLESINGER : Modelling conservation in the amazon basin. 440(7083):520–523, 2006. ISSN 0028-0836.
- Wenchao SUN, Hiroshi ISHIDAIRA et Satish BASTOLA : Calibration of hydrological models in ungauged basins based on satellite radar altimetry observations of river water level. *Hydrological Processes*, 26(23):3524–3537, 2012. ISSN 1099-1085.
- Seree SUPHARATID : Application of a neural network model in establishing a stage-discharge relationship for a tidal river. *Hydrological Processes*, 17(15):3085–3099, 2003. ISSN 1099-1085.

Bibliographie

- Angelica TARPANELLI, Silvia BARBETTA, Luca BROCCA et Tommaso MORAMARCO : River discharge estimation by using altimetry data and simplified flood routing modeling. *Remote Sensing*, 5(9):4145–4162, 2013. ISSN 2072-4292.
- M. THIEMANN, M. TROSSET, H. GUPTA et Soroosh SOROOSHIAN : Bayesian recursive parameter estimation for hydrologic models. *Water Resources Research*, 37(10):2521–2335, 2001.
- Dominique THIERY : Calage automatique des modèles hydrodynamiques maillés. détermination de zones géographiques homogènes et des paramètres optimaux associés. application à 5 systèmes aquifères. *Hydrogéologie*, 1993(4):pp. 281–291., janvier 1993.
- Javier TOMASELLA, Laura S. BORMA, José A. MARENGO, Daniel A. RODRIGUEZ, Luz A. CUARTAS, Carlos NOBRE et Maria C. R. PRADO : The droughts of 1996-1997 and 2004-2005 in amazonia : hydrological response in the river main-stem. *Hydrological Processes*, 25(8):1228–1242, 2011. ISSN 1099-1085.
- Mark A. TRIGG, Matthew D. WILSON, Paul D. BATES, Matthew S. HORRITT, Douglas E. ALSDORF, Bruce R. FORSBERG et Maria C. VEGA : Amazon flood wave hydraulics. *Journal of Hydrology*, 374(1-2):92 – 105, 2009. ISSN 0022-1694.
- Carlos Eduardo Morelli TUCCI : *Hydraulic and Water Quality Model for a River Network*. Colorado State University, 1978. URL <https://books.google.fr/books?id=AU3qtgAACAAJ>.
- Carlos Eduardo Morelli TUCCI : Modelos matematicos em hidrologia e hidraulica. *Revista Brasileira de Engenharia*, (3), 1986.
- UNESCO : Glossaire international d'hydrologie, 1992.
- UNESCO : United nations world water development report. water : a shared responsibility. Report 2, France, 2006.
- UNESCO : United nations world water development report. Report 4, France, 2012.
- U.S.G.S. : Trends in the size of the usgs streamgaging network. Rapport technique, United States Geological Survey, Washington, DC, 2009. National Stream.
- Charles J. VÖRÖSMARTY, A. ASKEW, W. GRABS, R. G. BARRY, Charon BIRKETT, P. D, B. GOODISON, A. HALL, R. JENNE, L. KITAEV, J. LANDWEHR, M. KEELER, G. LEAVESLEY, J. SCHAAKE, K. STRZEPEK, S. S. SUNDARVEL, K. TAKEUCHI et F. WEBSTER : Global water data : A newly endangered species. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(5):54–58, 2001. ISSN 2324-9250.
- Charles J. VÖRÖSMARTY, Ellen M. DOUGLAS, Pamela A. GREEN et Carmen REVENGA : Geospatial indicators of emerging water stress : An application to africa. *Ambio*, 34(3):pp. 230–236, 2005. ISSN 00447447.
- Jasper A. VRUGT, Hoshin V. GUPTA, Willem BOUTEN et Soroosh SOROOSHIAN : A shuffled complex evolution metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*, 39(8), 2003.
- J. A. WARD, James V. et Stanford : Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its disruption by flow regulation. *Regulated Rivers : Research and Management*, 11(1):105–119, 1995.
- World Dam Commission WDC : Dams and development : A new framework for decision-making. *Environmental Management and Health*, 12(4):444–445, 2001.

Bibliographie

- Dai YAMAZAKI, Shinjiro KANAE, Hyungjun KIM et Taikan OKI : A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, 47(4):n/a–n/a, 2011. ISSN 1944-7973.
- Patrice Ogou YAPO, Hoshin Vijai GUPTA et Soroosh SOROOSHIAN : Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of hydrology*, 204(1):83–97, 1998.
- Elena A. ZAKHAROVA, Alexei V. KOURAEV, Anny CAZENAVE et Frédérique SEYLER : Amazon river discharge estimated from topex/poseidon altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(3):188 – 196, 2006. ISSN 1631-0713.
- M. ZHANG, H. LEE, C. K. SHUM, F. SCHWARTZ, D. E. ALSDORF, S. TSENG, Y. YI, K. CHUNG-YEN, H.-Z. TSENG, A. BRAUN, S. CALMANT, N. FILIZOLA et F. SEYLER : Application of retracked satellite altimetry for hydraulic studies. *International Journal of Remote Sensing*, 31(14):3913–3929, 2010.

Annexes

A. Résumé étendu

Cette annexe propose un résumé étendu de la thèse en portugais.

A. Résumé étendu

Esta tese propõe o desenvolvimento de uma metodologia para a obtenção das vazões distribuídas na bacia Amazonica com base nas alturas de água da altimetria espacial. Tendo em vista as ultimas pesquisas e os recentes avanços neste ramo, este trabalho focou nas informações conexas que podem ser extraídas dos resultados. Utilizamos relações altura-vazão baseadas na equação de Manning que foram otimizadas através de um algoritmo de otimização global adequadamente configurado. As missões altimétricas ENVISAT e Jason-2 forneceram as alturas de água e as vazões foram estimadas no mesmo período pelo modelo MGB-IPH. O uso do algoritmo SCEM-UA permitiu que definíssemos intervalos a-priori para os parâmetros da otimização como também o gerenciamento dos erros nos dados de entrada e das incertezas nas variáveis de saída, uma das produções deste trabalho sendo então um banco de dados de um mil curvas chave e os intervalos de confiança associados. A validação com as vazões simuladas e *in situ* permitiu concluir sobre a coerência espacial das curvas assim obtidas. A estabilidade no tempo delas foi confirmada pelo fato de que conseguimos estimar vazões adequadas a partir de dados oriundos de outras missões altimétricas e em períodos temporais distintos daqueles para quais as curvas chave foram otimizadas. Este trabalho também nos permitiu provar, através de validação *in situ*, modelagem inversa e análise de casos teste de rios sintéticos, que a metodologia proposta consegue identificar as características geomorfológicas das seções estudadas.

Palavras chave : Altimetria ; Modelagem ; Curva chave ; Otimização ; Amazonie ; Vazão

Contexto e problematica

Ao longo dos ultimos anos, a bacia Amazonica sofreu varios eventos extremos que impactaram tanto a população como o meio ambiente. Apesar de estar coberta a 70% de água, a terra encontra-se num equilibrio precario que necessita cuidados constantes para ser mantido. As frequentes alterações desse equilibrio podem criar atrito entre os países e entre os setores consumidores de água, a começar pelas industrias e pela agricultura. Por essas razões o GRDC esta tentando manter um banco de dados de series temporais de descarga dos rios no mundo inteiro. Porem, como constataram Vörösmarty *et al.* (2001), ha uma tendência clara à diminuição da quantidade e da extensão temporal dessas series.

Nesse ambito, pode se perguntar o possivel impacto de dados de altimetria para ajudar a manter um banco de dados coerente, extenso e atualizavel. O caso da bacia Amazonica, pelas suas caracteristicas, nos assegura que so for viavel nela sera possivel repetir a metodologia em outras bacias. Hoje ja são mais de 20 anos de monitoramento da bacia por altimetria. Porém, as variáveis observáveis pelos satellites não são a vazão mas variaveis que precisam ser transformadas em vazão por meio de algoritmos. Se trabalhos recentes mostraram que é possivel inferir a descarga num rio com base em alturas altimetricas por vias de uma curva chave, nenhum estudo até agora conseguiu relacionar essas curvas chave com a fisica que esta por tras delas.

É por isso que um dos principais objetivos desta tese será de avaliar a possibilidade de utilizar a altimetria espacial para construir um banco de dados de curvas chave fornecendo ao mesmo tempo informações de vazão proximas à realidade e informações sobre os rios monitorados, como as geometrias e bathymetrias. Tambem serão investigadas as fontes de erros na determinação das relações altura/vazão e a forma com qual elas influenciam a equação das curvas chave.

Ferramentas usadas e metodos

Afim de cumprir os nossos objetivos, nos focamos neste trabalho nos pontos seguidos :

- busca por um metodo eficaz e eficiente,
- formatação dos dados de altimetria e vazão para entrada do algoritmo,
- Identificação da melhor curva chave et dos erros associados,
- Analise da qualidade das curvas chave atraves de comparações com dados *in situ* e simulados,
- Analise da qualidade das curvas chave pelos seus parâmetros,
- Estudo dos modos de uso destas curvas chave,

Para isso nos utilizamos os dados e os algoritmos apresentados abaixo.

Dados altimetricos e vazões simuladas

Nesta tese nos usamos dados das missões altimetricas ENVISAT e Jason-2. A missão ENVISAT forneceu estimativas de altura d'água por satellite a cada 35 dias no periodo 2002-2010. A missão

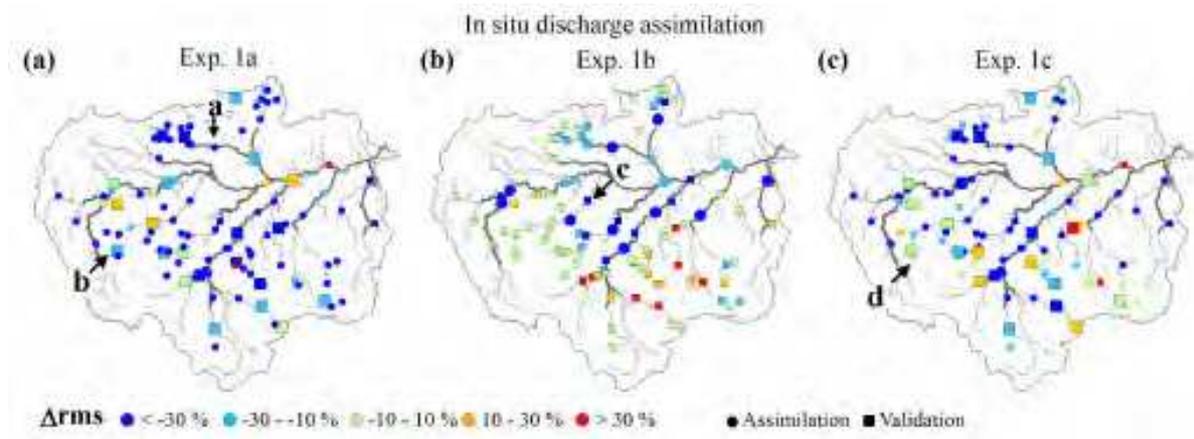


FIGURE A.1. – Melhoria da qualidade das simulações graças à assimilação de dados (Fonte : Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a))

Jason-2 tem periodicidade de 10 dias. Mais de 1 000 estações virtuais definidas pelos cruzamentos entre os traços do satellite e um curso de água. Segundo Santos Da Silva *et al.* (2010), esses dados apresentam, nas águas continentais da bacia Amazonica, erros típicos da ordem de 35 cm. Para se chegar a uma tal precisão, é necessário fazer uma seleção manual, para cada SV e cada sobrevoo do rio, dos pontos que podem ser considerados pertencentes ao rio. Mais detalhes sobre essa seleção podem ser encontrados em Santos Da Silva *et al.* (2010) e em Santos Da Silva (2010).

Por outro lado, as vazões foram obtidas através do modelo MGB-IPH (Collischonn *et al.*, 2007) e da assimilação de dados de vazão *in situ* (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2013a). A bacia amazonica foi discretizada automaticamente em 5765 mini bacias. Para cada uma dessas mini-bacias, um critério foi calculado a fim de saber se o modelo iria rodar no modo Muskingum-Cunge ou no modo hidrodinamico (Cauduro Dias de Paiva *et al.*, 2013a). O modelo foi forçado com estimativas diárias de chuva por satellite TRMM V6. Segundo Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013a), a assimilação de dados de vazão *in situ* permitiu melhorar a qualidade do modelo não somente nos trechos monitorados mas também a montante e a jusante desses trechos, mesmo quando não existia dado *in situ*, como mostra a figura A.1.

Um dos diferenciais desejados para este estudo em comparação com estudos anteriores é a possibilidade de se levar em consideração as incertezas nos dados de entrada do algoritmo. A fig. A.2 ilustra o modo em que as vazões do MGB e as alturas altimétricas foram perturbadas na entrada do algoritmo. Na figura A.2 aparecem as duplas de vazões do MGB-IPH e alturas altimétricas em preto. Em vermelho são as mesmas informações após a perturbação. Para a vazão, foram usadas as incertezas diretamente oriundas do próprio MGB-IPH, seguindo uma lei normal centrada em zero. Para as alturas altimétricas, a incerteza foi aleatoriamente escolhida segundo uma lei normal centrada em zero e de desvio padrão igual à 0.35 m. Esse valor de 0.35 m foi escolhido seguindo o valor comumente adotado na literatura e apontado por Santos Da Silva *et al.* (2010).

Curva chave et algoritmos de otimização

A relação entre vazão e altura d'água pode ser definida pela equação de Manning adaptada : $Q = a \times (Z - Z_0)^b$ onde Q [$m^3 \cdot s^{-1}$] é a vazão, Z [m] a altura observada e « a », « b » e « Z_0 » os

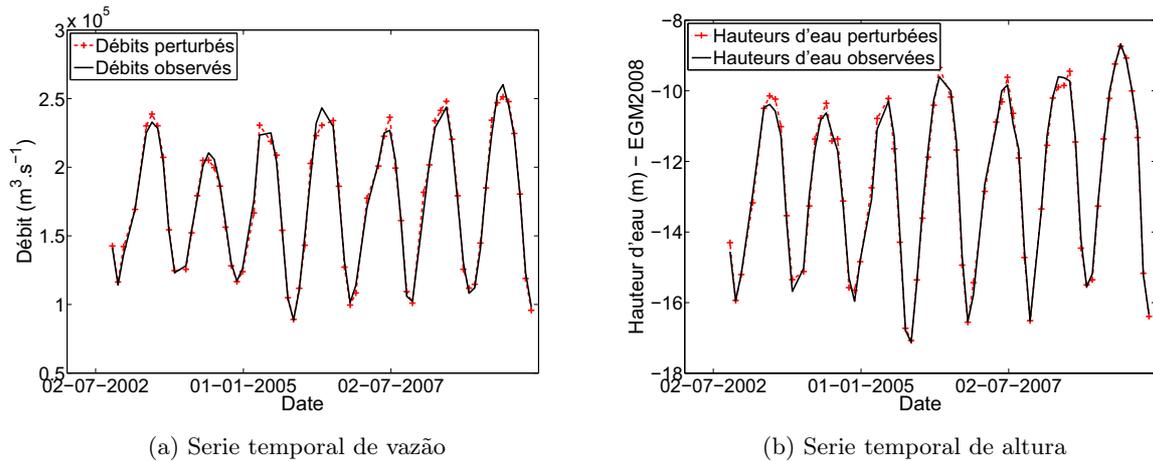


FIGURE A.2. – Illustração das perturbações aplicadas aos dados de entrada do algoritmo

parâmetros da otimização. Essa formulação deve permitir manter o sentido físico dos parâmetros dado pela equação de Manning, onde « a » é função da declividade, da largura da seção e do coeficiente de rugosidade de Manning, e « b » igual à $5/3$. Porém, é esperado que os valores dos parâmetros fossem diferentes desses valores teóricos, estes sendo válidos para rios perfeitos. Devera ser verificada a coerência global dos parâmetros obtidos e as informações que podem ser deduzidas. Estudos anteriores como Leon *et al.* (2006) e Getirana *et al.* (2009) já mostraram, porém de forma parcial e com frequentes discrepâncias, que essa formulação é válida. O principal problema reside no modo em que a equação é otimizada. Assim, a tradicional linearização passando pelo logaritmo da vazão levou os autores à obter valores dos parâmetros absurdos (Getirana et Peters-Lidard, 2013). Foi devido à essas constatações que escolhemos passar por um algoritmo de otimização global para obter o valor ótimo dos parâmetros da curva chave.

A otimização da curva chave foi feita por um algoritmo de otimização global, o SCEM-UA (Vrugt *et al.*, 2003). Implementado no ambiente MATLAB, esse algoritmo mostrou-se eficaz para a otimização de modelos hidrológicos de alto grau de complexidade.

Resultados

Nós investigamos a eficácia e a eficiência do nosso método comparando as vazões calculadas através das curvas chave com as vazões do modelo MGB-IPH e também com as vazões *in situ*. Nós também validamos as curvas chaves com base no conhecimento do campo e na física por trás do equacionamento. Estes resultados estão apresentados abaixo.

Análise da qualidade das curvas chave

Primeiramente é necessário efetuar uma avaliação da qualidade das curvas chave. Por isso nós analisamos as vazões obtidas a partir das curvas chave e dos dados altimétricos. Os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe e do erro quadrático médio são mostrados na figura A.3.

Os resultados visíveis na figura A.3 como também em Paris *et al.* (en révision) mostram que de maneira geral a metodologia parece ter funcionado bem. Porém, algumas áreas apresentaram resultados bem piores, indicando problemas, de dados ou de metodologia. é por exemplo o caso

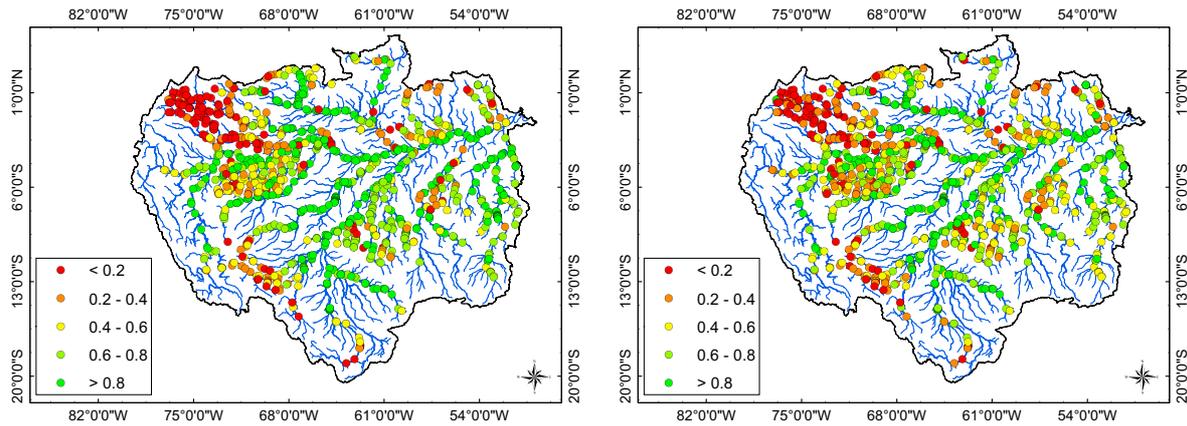


FIGURE A.3. – Valores dos indicadores de qualidade para as populações Cal/Val. A esquerda, valor do E_{NS} das vazões calculadas com base nas alturas da população da calibração. A direita, E_{NS} para a validação

das bacias da parte noroeste da Amazonia, as do Japura e Iça. Nessas bacias em particular, Cauduro Dias de Paiva *et al.* (2013b) já tinham apontado por problemas provavelmente devido à uma estimativa de chuva de baixa qualidade e a uma falta de dados *in situ*. As áreas de confluencia também apresentaram um desempenho bem pior do que o resto da bacia. Em tais localidades, é sabido que ocorre um fenómeno chamado de *efeito de remanso*, que altere o ciclo hidrológico do rio. Assim, a vazão no rio a um instante t não depende mais unicamente da vazão a montante mas também da cota d'água a jusante. Foi possível, inserindo a declividade variável no tempo no equacionamento da curva chave, de representar pela primeira vez esse efeito de remanso na curva chave (Paris *et al.*, en révision), como ilustrado na figura A.4.

Em termos de coeficientes das curvas chaves, os resultados apresentaram um comportamento conforme ao esperado. O parâmetro « b » apresentou valores centrados no valor de $5/3$ presente na equação de Manning, com poucos valores perto dos limites do intervalo. O parâmetro « a » apresentou valores pequenos globalmente, mostrando que o intervalo escolhido foi suficientemente largo. Quando se trata do parâmetro « Z_0 », assimilado à elevação do fundo do rio, nos constatamos que os resultados foram coerentes. Assim, na parte baixa da bacia, obtemos valores inferiores à zero, quando os maiores valores foram obtidos nas partes mais a montante da bacia. Quando transformado em profundidade média pela comparação com o valor médio observado pela altimetria, novamente foram encontrados valores coerentes, com profundidades superiores a 30 m na planície de inundação e da ordem de alguns metros ou menos nos Andes.

Análise de sensibilidade

Foi necessário fazer uma análise de sensibilidade da metodologia para investigar qual era o impacto das diferentes fontes de incerteza na qualidade dos resultados. Partindo de uma série de pares altura/vazão conhecida (e cuja relação é conhecida), nós acrescentamos erros e repetimos a metodologia cinquenta vezes. Uma análise prévia e explicitada em Paris *et al.* (en révision) já tinha demonstrado que o intervalo dos parâmetros a , b e Z_0 eram adequados. Os resultados obtidos para as cinquenta repetições são visíveis na figura A.5. Podemos ver nesta figura que apesar dos resultados serem impactados pelos erros introduzidos em entrada do algoritmo, eles ainda convergem na direção do verdadeiro valor dos parâmetros. Desse teste foi possível concluir

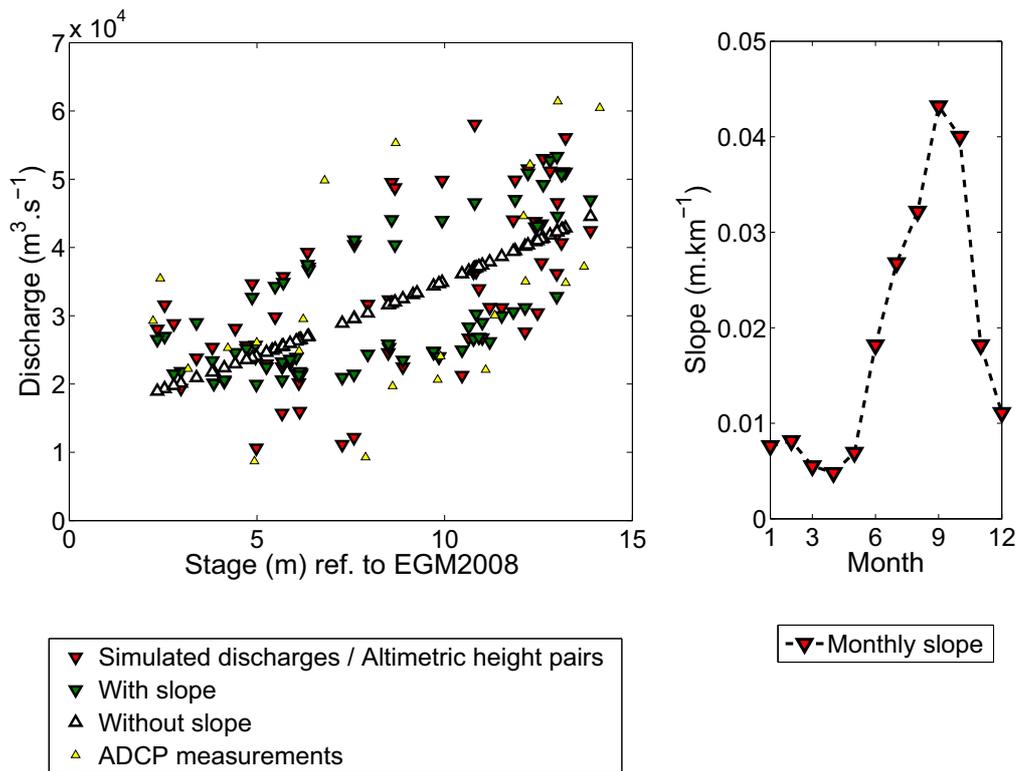
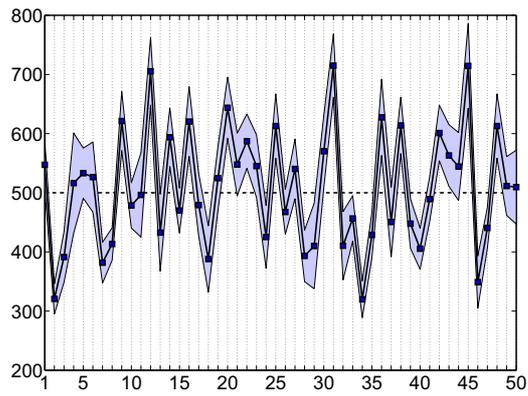
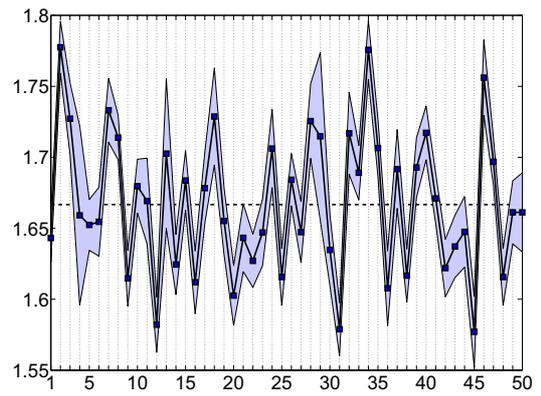


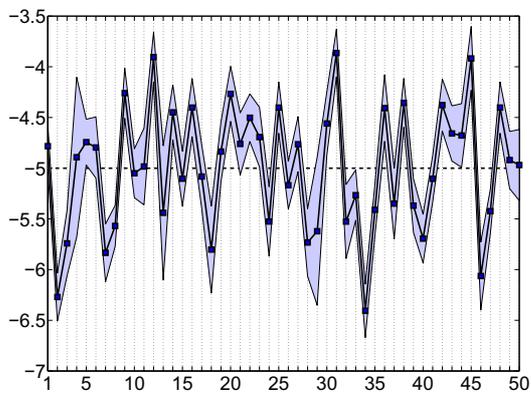
FIGURE A.4. – Curva chave com efeito de remanso no rio Negro. Os triângulos brancos são os pares H/Q obtidos com a formulação tradicional da curva chave; Em verde os pares calculados após inserção da declividade variável; Em vermelho são os pares de entrada do algoritmo e em amarelo são medidas ADCP no mesmo período dos dados. À direita : valor da declividade para cada mês do ano



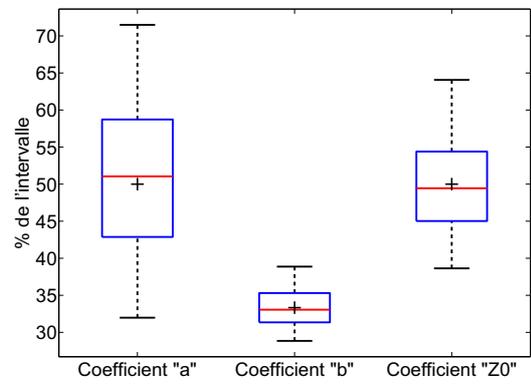
(a) Coeficiente a



(b) Coeficiente b



(c) Coeficiente Z_0



(d) Box*plot para os 3 coeficientes

FIGURE A.5. – Resultados dos testes de análise de sensibilidade

A. Résumé étendu

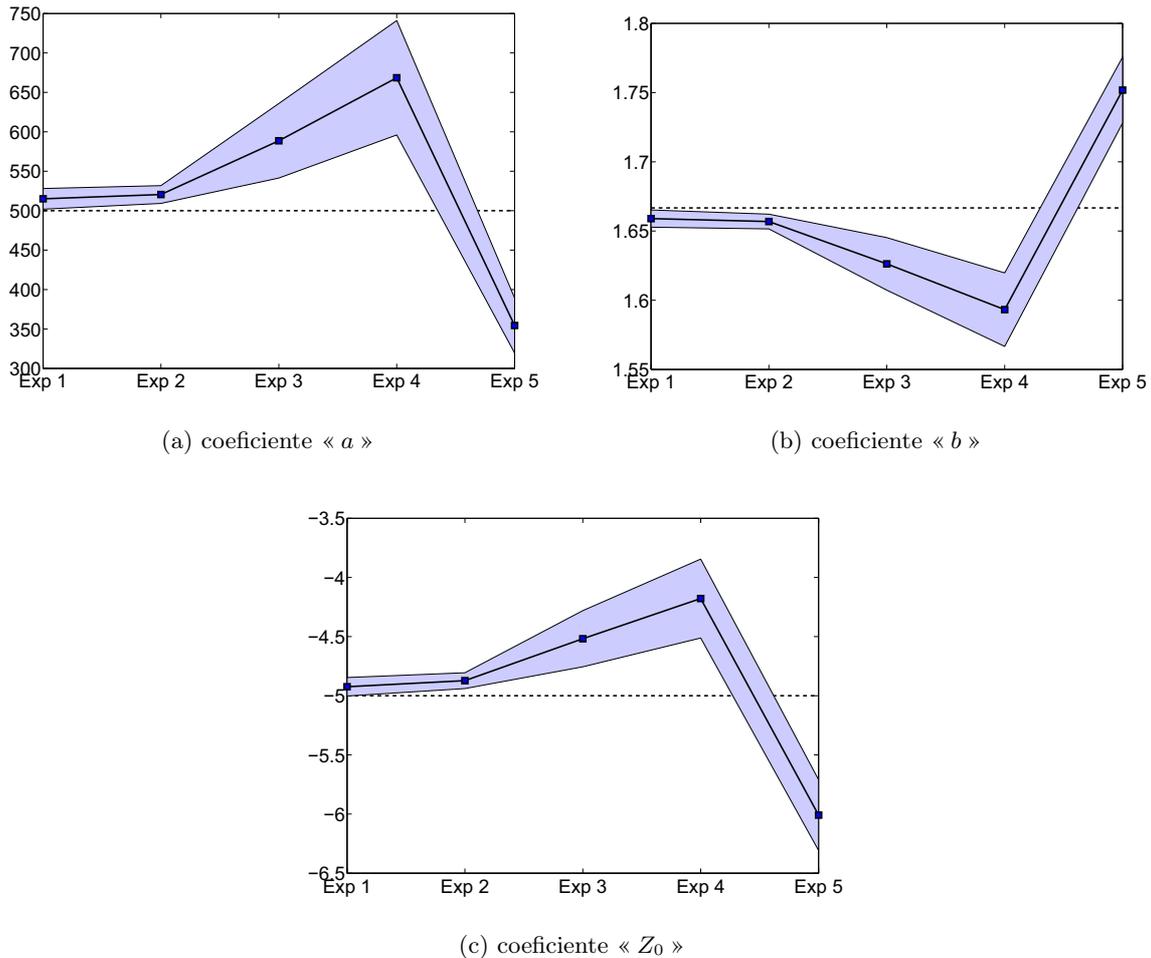
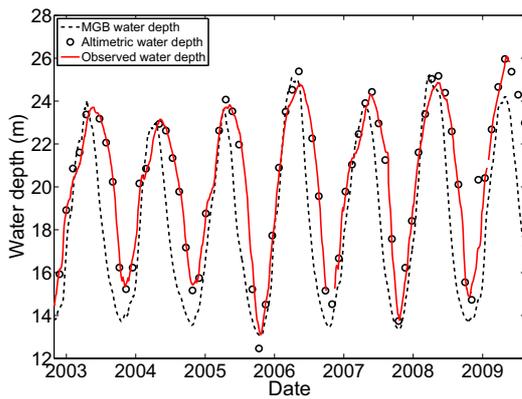


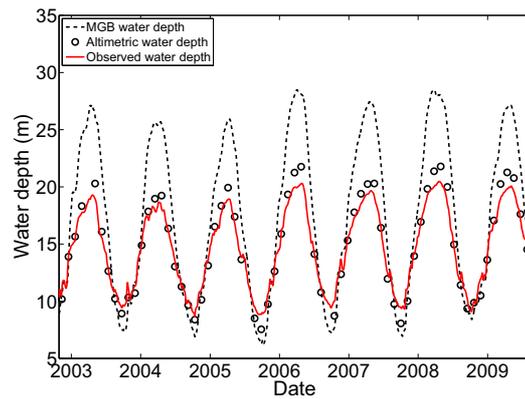
FIGURE A.6. – Análise da sensibilidade à perda de informações

também que o parâmetro que mais variava com os erros nos dados de entrada era o parâmetro « a », quando os parâmetros « b » e « Z_0 » eram menos impactados.

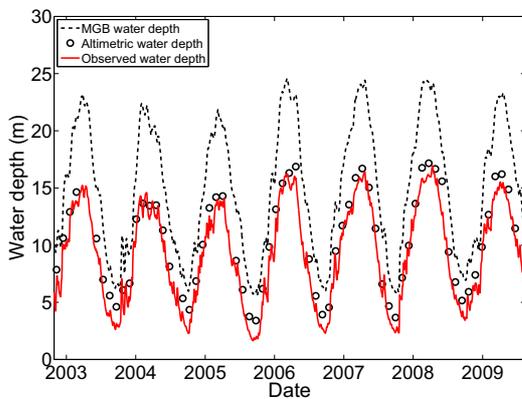
Nós também mostramos que o tamanho do intervalo de confiança associado à vazão calculada pela curva chave dependia da qualidade dos dados de entrada, sendo assim possível reduzir ele reduzindo as incertezas nas vazões e alturas altimétricas dadas como entrada do algoritmo. Durante essa análise de sensibilidade, nós testamos o impacto da perda de dados nos resultados das curvas chave, partindo de uma série com dados diários de pares altura/vazão e reproduzindo séries tipo Jason-2 (um dado a cada 10 dias), ENVISAT (um dado a cada 35 dias) e também séries sem cheias e sem secas. Os resultados desses testes podem ser vistos na figura A.6. É possível ver nessa figura que, apesar de serem degradados, os resultados com as séries tipo Jason-2 e ENVISAT ainda podem ser considerados satisfatórios, considerando os erros típicos nos dados de entrada. Esses resultados também fortalecem as considerações feitas quanto à separação das famílias de calibração e validação. De fato, observamos para os testes com as séries sem cheias e sem estiagens um forte desvio dos valores obtidos em comparação com os valores esperados.



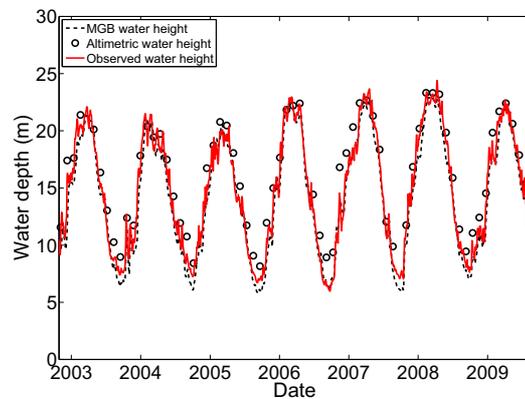
(a) Nova Olinda do Norte



(b) Manicoré



(c) Porto Velho



(d) Abunã

FIGURE A.7. – Comparação entre profundidades *in situ* e estimadas pela curva chave e altimetria. A linha pointilhada representa a profundidade estimada pelo MGB-IPH; A linha vermelha é a observada nas estações *in situ* da ANA. Os pontos são as profundidades calculadas a partir do coeficiente “ Z_0 ” e da observação altimétrica

Validação das curvas chave

Foi possível validar as curvas chave obtidas por vários métodos. Assim, quando comparado com valores obtidos por medições ADCP, o coeficiente « Z_0 » se mostrou ser bastante similar, com diferenças entre profundidade medida e estimada pelos dados de satélite sempre inferiores à 12 %. A profundidade e a sua variação temporal também foram comparados à dados *in situ* oriundos da ANA. Essa comparação é mostrada na figura A.7.

A figura A.7 mostra que de maneira geral as curvas chave dão uma boa estimativa da dinâmica fluvial. As comparações com as profundidade do MGB-IPH mostram que a dinâmica incluída nas curvas chave permite uma melhor estimativa das suas variações que as relações geomorfológicas usadas na maioria dos modelos hidrológicos para estimar a geometria das seções transversais. Num artigo submetido, Garambois *et al.* (en révision) utilizaram os coeficientes « Z_0 » obtidas pelo nosso método para simular curvas de remanso de um trecho do rio Xingu. Foram obtidos, após simulação, alturas de água totalmente compatíveis com aquelas observadas pela altimetria. Essa modelização inversa comprovou que o parâmetro Z_0 da curva chave pode ser usado como

base para modelagem hidráulica de trechos dos rios estudados. Esses resultados são mostrados na figura A.8.

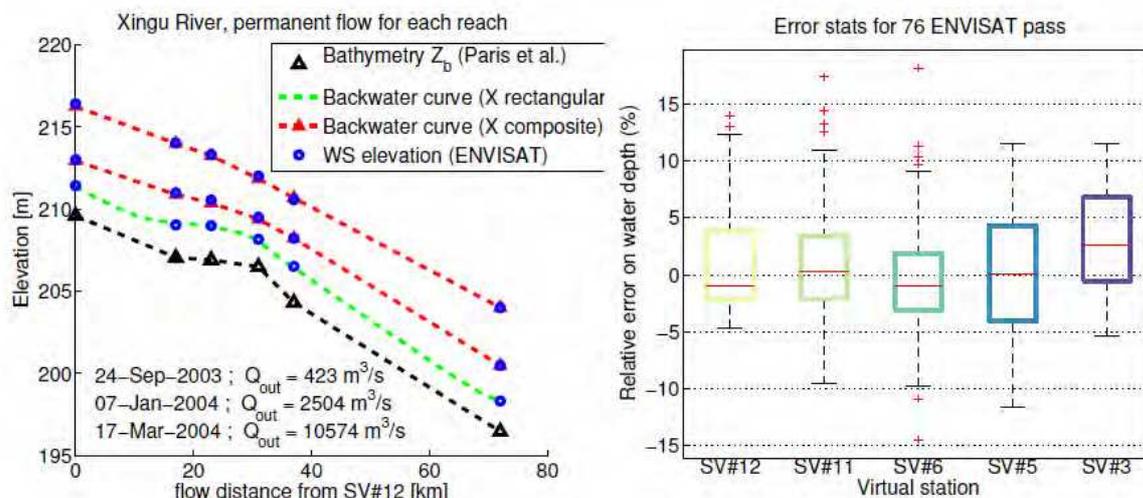


FIGURE A.8. – Resultados de curvas de remanso feitas a partir da bathymetria determinada pelas curvas chave. O trecho estudado é um trecho do rio Xingu longo de aproximadamente cem kilometros cortado por um mesmo traço de satellite diversas vezes. à esquerda são ilustradas as linhas d’água para três condições de vazão, e sobrepostas os níveis de água da altimetria. A direita, os erros para o periodo 2002-2009 associados às cotas d’água calculadas

Nós também realizamos experimentos sobre rios sintéticos para verificar a validade dos coeficientes das curvas chave. Para isso, nós usamos três batimetrias diferentes : uma com forte declividade, uma com baixa declividade e uma intermediária mas apresentando uma forte subida no leito do rio. Para cada uma dessas bathymetrias foi gerada três tipos de seção transversal, baseado na equação $W = W_0 h^{b_w}$, onde $W_0 [m]$ é o valor da largura quando se tem uma profundidade de um metro. Curvas de níveis foram simuladas através da resolução das equações de Saint Venant para várias condições de vazão. Conhecendo a forma da seção e a bathymetria, esperamos conseguir identificar essas mesmas nos coeficientes das curvas chave. Nós mostramos que a formulação sem a declividade variável não era eficiente em identificar os valores dos parâmetros quando a declividade do rio era fortemente variável. Por sua vez, a formulação completa conseguiu identificar os coeficientes, que seja « a », « b » ou « Z_0 » de forma remarcável, com diferenças entre a altura do fundo e o « Z_0 » inferiores à 5 % (como é visível na figura A.9). Nós conseguimos identificar casos nos quais o método não era eficiente, apresentando erros significativos nos coeficientes « a » e « b », sendo esses casos os que se afastavam da aproximação dos grandes rios ou com uma seção próxima à seção triangular.

Aplicações

Uma vez validado o método e os valores dos coeficientes das curvas chave, foi possível investigar possíveis usos de um tamanho banco de dados.

A primeira possibilidade oferecida pelas curvas chave é de permitir estimar a vazão e sua incerteza associada a cada nova observação de altura da água dada pela altimetria. Porém, as

A. Résumé étendu

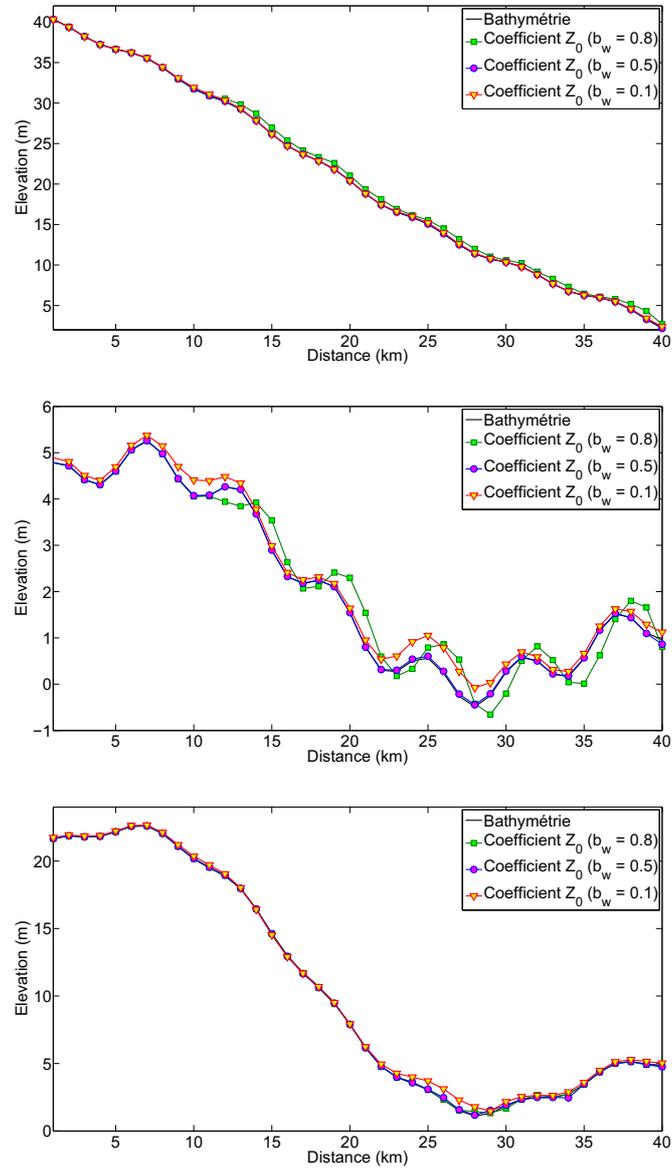


FIGURE A.9. – Identificação da bathymetria pelo método das curvas chave. As 3 batimetrias testadas estão representadas, junto com os resultados em « Z_0 » obtidos para cada valor do coeficiente « b_w »

curvas chave foram obtidas a partir de dados da missão ENVISAT e foi necessário verificar que dados de outras missões podem ser usados. O fato das curvas chave serem geodeticamente referenciadas confirma essa afirmação, sendo importante levar sempre em conta um possível bias entre as missões. Assim, é hoje possível fornecer uma estimativa de vazão assim que um dado de altimetria for disponibilizado, ou seja em tempo quase real.

Nós vimos também que os parâmetros das curvas chave refletem a geometria das seções transversais, como forma da seção e altitude do fundo. Assim, as curvas chave na bacia Amazônica permitiriam ter uma estimativa da seção transversal nos mais de mil pontos já determinados, e assim substituir ou refinar as relações geomorfológicas geralmente usadas nos modelos para descrever os rios.

Pela forte correlação com a qualidade do modelo, as curvas chave também oferecem a possibilidade de validação externa dos modelos hidrológicos ou dos campos de chuva. De fato, uma curva chave de ma qualidade é normalmente o sinal de descargas mal estimadas, sendo que os dados altimétricos têm uma qualidade suficiente para não impactar fortemente nessa qualidade. Como a variável mais crítica dos modelos hidrológicos é a precipitação, também é possível imaginar validar campos de chuva através das curvas chave, como foi mostrado na bacia do rio Japura.

Conclusões e perspectivas

Nesta tese apresentamos um novo método para determinição de curvas chave baseadas nos dados de altimetria espacial e na modelagem. Nós determinamos mais de 1 000 cruvas chave a partir de dados da missão ENVISAT e das vazões modeladas pelo MGB-IPH entre 2002 e 2009, usando o algoritmo SCEM-UA para otimizar os parâmetros destas curvas chave. Os erros nos dados de entrada foram considerados para podermos, além de uma estimativa de vazão, fornecer um intervalo de confiança associado.

Os indicadores de qualidade obtidos mostraram que na grande maioria da bacia o método funcionou. Porém, não foi possível determinar curvas chave satisfatórias nas bacia do extremo noroeste da bacia Amazônica, confirmando que os campos de chuva apresentam problemas nesses casos. Através de uma transformação da equação inicial da curva chave para poder levar em conta a variabilidade temporal da declividade da linha de água, nós conseguimos determinar curvas chave até nas áreas sofrendo do efeito de remanso.

Nós mostramos nesta tese algumas das varias utilidades desse banco de dados de curvas chave. Uma delas é o calculo instantaneo da vazões nas mais de mil estações virtuais ja disponiveis no banco de dados. Monstramos que a metodologia empregada pode ser utilizada em qualquer tipo de bacia. Esse resultado, que ja era esperado tendo em vista que os rios da bacia amazonica apresentam uma grande diversidade, esta sendo colocado em pratica em bacias de Madagascar e da França. Tambem mostramos que era possível, a partir dos parâmetros da curva chave, obter informações cruciais para a modelagem, como a altitude do fundo do rio ou o forma da seção transversal. Com a melhoria na observação da altura e de declividade, pela missão SWOT, espera-se curvas chave e informações geomorfologicas muito mais bem definidas.

B. Stage-discharges rating curves based on satellite altimetry and modeled discharge in the Amazon basin

Cette annexe reproduit l'article intitulé « *Stage discharge rating curves based on satellite altimetry and modeled discharges in the Amazon basin* », actuellement en seconde révision dans la revue WRR (Water resources Research).

STAGE-DISCHARGE RATING CURVES BASED ON SATELLITE ALTIMETRY AND
MODELED DISCHARGE IN THE AMAZON BASIN

Adrien Paris^{a,b,c}, Rodrigo Dias de Paiva^a, Joecila Santos da Silva^{d,c}, Daniel Medeiros Moreira^{b,c,e},
Stephane Calmant^{b,c}, Pierre-André Garambois^f, Walter Collischonn^{a,c}, Marie-Paule Bonnet^{c,g},
Frederique Seyler^{h,c}

^a IPH/UFRGS, Avenida Bento Gonçalves, 9500 – 90050-260 Porto Alegre – RS, Brazil

^b LEGOS, Université de Toulouse, CNRS, CNES, IRD, UPS, Toulouse, France

^c LMI OCE IRD/UNB Campus Darcy Ribeiro, Brasilia, Brazil

^d CESTU/UEA, Manaus, Brazil

^e UFRJ/CPRM, Av. Pasteur 404, 22290-040 Rio de Janeiro, Brazil

^f INSA Strasbourg, ICUBE – UMR7357, Fluid Mechanics Team, 24 boulevard de la victoire,
67084 Strasbourg, France

^g GET/IRD/OMP, Toulouse, France

^h UMR espace, IRD, Cayenne, French Guyana

Corresponding author: Adrien Paris, (adrien.paris@legos.obs-mip.fr)

Keywords : Rating curve; Altimetry; Amazon; Model discharges; Large basin; Optimization

1 **Abstract**

2 The objective of this study is to determine rating curves using satellite altimetry over a poorly gauged
3 basin. This study has three major advances with respect to previous works. The first advance is
4 preservation of parameter hydrological meaning as expressed by Manning's equation and thus obtaining a
5 dataset of river bed elevation throughout the basin. The second is to provide parameter uncertainties, and
6 therefore uncertainties in the rated discharge. The third advance concerns discharge estimation in the
7 context of backwater effect. We analyzed the Amazon basin using almost a thousand series taken from
8 ENVISAT and Jason-2 altimetry, spread over hundreds of tributaries. Discharge values and related
9 uncertainties were taken from the rain-discharge MGB-IPH model. We used a global optimization
10 algorithm based on the Monte Carlo Markov Chain and Bayesian framework and allocated the data
11 randomly into an 80% calibration subset and a 20% validation subset. The validation step leads to a Nash
12 & Sutcliffe coefficient (E_{ns}) 0.68. Where MGB discharge uncertainties are lower than 5%, E_{ns} rises to
13 0.81 (mean). Comparison with in-situ discharge leads to E_{ns} of 0.71 (against 0.77 for calibration). At the
14 river mouths experiencing backwater effects, E_{ns} is significantly improved when the mean monthly slope
15 is included in determination of the rating curve. Our rating curves are not mission dependent: E_{ns} is
16 preserved when applying ENVISAT rating curves to Jason-2 altimetry at cross-overs. We show that the
17 cease-to-flow parameter of our rating curves is a good proxy of the river bed elevation. The agreement is
18 validated at better than 90% against ADCP cross sections. Altimetry measurements are routinely
19 delivered within a few days, and this rating curve dataset provides a simple and cost-effective tool to
20 predict discharge throughout the basin in Near Real Time.

21

22 **1. Introduction**

23 There are fewer and fewer gauging stations worldwide [Vörösmarty *et al.*, 2000] and with that comes
24 an increasing reliance on satellite altimetry to provide information regarding inland waters. Hydrologists
25 have adapted (and continue to adapt) new tools to improve knowledge and understanding of continental

26 scale fluxes and also to increase the global coverage of discharge monitoring. Discharge measurement is
27 costly and time consuming, and in general the available discharge data is taken from locally calculated
28 rating curves that are based on only a small number of simultaneous stage and discharge measurements.
29 This discharge data does not provide an evaluation of the discharge uncertainty, however it is generally
30 calculated through a rating curve. Past altimetric missions such as Topex/Poseidon, ERS2 and ENVISAT,
31 as well as those currently in orbit (Jason-2 and SARAL) have proved to be valuable in monitoring
32 continental water level. According to *Bjerklie et al.* [2003], discharge can be estimated only from
33 remotely sensed data sources such as slope, width and depth, for medium to large rivers [*Dingman and*
34 *Bjerklie, 2005; Birkinshaw et al., 2014*]. Water heights and upstream in situ discharge can be merged to
35 estimate discharge at ungauged sites [*Birkinshaw et al., 2010; Tarpanelli et al., 2014*]. Recent studies
36 propose inverse methods based on Manning's equation to estimate discharge from remotely sensed
37 observations of water surface elevation, width and slope [*Durand et al., 2014; Garambois and Monnier,*
38 *2015*]. *Gleason et al.* [2015] have shown that a useful discharge estimate can be retrieved for some types
39 of river reaches exclusively from satellite estimates of river width and log-linear relations of at-a-station
40 hydraulic geometry (AHG) [*Gleason and Smith, 2014*]. The pioneering work of *Jasinski et al.* [2001]
41 produced discharge estimates based on TOPEX/Poseidon data over the Amazon by comparing altimetric
42 water height to gauge measurements, therefore demonstrating the feasibility of deducing river discharge
43 from remote sensing data. This, and other studies over the Ob' [*Kouraev et al., 2005*], Amazon
44 [*Zakharova et al., 2006*] and Zambezi rivers [*Michailovsky et al., 2012*] succeeded in estimating river
45 discharge from remote sensing data, whilst assuming roughness and geometry are known a priori.
46 However, quality assessment was at all times dependent on the proximity of a gauging station with (often)
47 unknown accuracy. *Léon et al.* [2006] and *Getirana et al.* [2009] were the first to combine a routing
48 scheme and rainfall-runoff model that uses gauge discharge and rating curves to estimate river discharge
49 from radar altimetry and *Getirana and Peters-Lidard* [2013] were first to compute a large dataset of
50 rating curves spread over the entire Amazon basin. Note that the data used in *Getirana and Peters-Lidard*
51 [2013] is a subset of the data used in this study. *Léon et al.* [2006] also showed that physical

52 characteristics of river reaches may be deduced from rating curve parameters, whereas these physical
53 characteristics were not preserved in the work of *Getirana and Peters-Lidard* [2013].

54 Dealing with rating curve uncertainty has been the focus of recent works, for example, *Clarke*
55 [1999], *Herschly* [1999] and *Clarke et al.* [2000] and are based on residual variance of regression of the
56 power law between in-situ discharge and rated discharge. *Petersen-Overleir and Reitan* [2005] aimed to
57 include possible heteroscedasticity in rating curves for stage-discharge fitting (including multi-segment
58 rating curves, floodplain representation and hysteresis), thereby showing that the classic non-linear least
59 squares method can lead to unconsidered heteroscedasticity and unphysical parameters. Markov Chain
60 Monte-Carlo (MCMC) and Bayesian inference is a satisfactory way to deal with output parameter
61 uncertainty and its efficiency was proven in a few studies. *McMillan et al.* [2010] studied river flow
62 uncertainty by using a single segment rating curve over a gravel-bed river in New-Zealand. *Durand et al.*
63 [2014] used water surface elevation and in-situ slope measurements to evaluate discharge, effective
64 roughness coefficient and river bathymetry through a Bayesian MCMC scheme along a 11km long reach
65 of the Severn River (UK). *Moyeed and Clarke* [2005] showed that Bayesian methods are effective for
66 rating curve calculation using study cases of small and large watersheds with drainage areas ranging from
67 6000 km² to 4.6 x 10⁶ km². However, some limitations were detected, e.g., in the calculated hydraulic
68 exponents.

69 The latest developments in satellite altimetry data treatment have produced accurate data over the
70 Amazon basin [*Santos da Silva et al.*, 2010]. Vast information regarding water levels over the last decade
71 has been taken at high spatial resolution, organized in virtual stations (VS), and then defined by the
72 location where the satellite trace crosses a river reach. Over the past few years, the use of radar altimetry
73 for inland waters has been investigated (*Birkett et al.* [2002], *Calmant and Seyler* [2006], *Alsdorf et al.*
74 [2007], *Calmant et al.* [2008], among others) by the scientific community. According to *Santos da Silva*
75 *et al.* [2010], ENVISAT altimetric data is well suited to continental water bodies and typically presents
76 errors from 0.12 to 0.40 meters.

77 In this study, we demonstrate the feasibility of determining a physically consistent rating curve
78 dataset from radar altimetry and simulated discharge over the whole Amazon basin. Rating curve (RC)
79 quality is quantified through RC parameters and how rated (i.e., calculated through rating curve)
80 discharge fit with simulated and in-situ data. A sensitivity analysis for Cal/Val datasets and parameter
81 ranges is performed and error sources are investigated.

82

83 2. Rating curve and stage-discharge relationship

84 A rating curve is the representation of the hydraulic behavior of a channel section or reach. This
85 rating curve is a mathematical stage-discharge relationship, and can be defined by hydrologists using
86 gauge data and empirical knowledge. In order to best fit the actual behavior of the river reach being
87 studied, the user must have information about a large variety of hydrological conditions between extreme
88 values of both discharge and stage. However, as *Potter and Walker* [1985] have argued, it can be hard to
89 obtain reliable data of stage or discharge in extreme conditions. This difficulty may be overcome by using
90 remote sensing techniques that provide information for all flow conditions. Previous hydrological studies
91 (*Lambie* [1978], *Rantz et al.* [1982], and *ISO 1100/2* [1998]) showed that this relationship should take the
92 form:

$$93 Q(t) = a \times h(t)^b, \quad (1)$$

94 Where $Q(t)$ stands for the discharge at river reach cross section at time t , $h(t)$ stands for the water depth
95 at time t and a and b are the constant parameters of the equation. The term $h(t)$ can be written as $h(t) =$
96 $(H(t) - Z_0)$, where $H(t)$ is the elevation of the water surface, whether it is measured either by satellite or
97 at a gauge, and Z_0 stands for the river bed elevation. This leads to the equation of the rating curve:

$$98 Q(t) = a \times (H(t) - Z_0)^b. \quad (2)$$

99 Under steady and uniform flow conditions, Manning's equation [*Manning*, 1891] is given by (3):

$$100 Q = n^{-1}AR^{2/3}S^{1/2}, \quad (3)$$

101 where R is the hydraulic radius, n is Manning's roughness coefficient and S is the slope of the hydraulic
102 grade line. Equation 3 can be rewritten, in the case of large rivers (where width is more than ten times
103 greater than depth) with a rectangular section, as:

$$104 \quad Q = n^{-1}BS^{1/2}h^{5/3} \quad (4)$$

105 where B stands for the river top width of the river reach. One can then relate the rating curve parameters
106 in (1) with Manning's equation, to get $a = n^{-1}BS^{1/2}$. The coefficients a , b and Z_0 from Equation 2 are
107 unique for each channel reach and depend on its physical characteristics: a can be understood as an
108 indicator of a channel's geometry, roughness and type of control, while b represents the geometry of the
109 section at various depths [Rantz *et al.*, 1982]. Although theoretical values of these parameters can easily
110 be known for artificial channels, parameters are harder to determine for irregular shapes. As the
111 parameters of the rating curve are obtained by fitting discharge and stage data, they may not assume the
112 exact values given by Manning's equation, but they should approximate these values. In fact, parameters
113 grouped into a may vary with flow conditions; here, stage. These variations concur to make b slightly
114 different from the theoretical value of $5/3$. Thus, a stands for the mean hydrological parameters in
115 different conditions. For each parameter, the most likely minimum and maximum value can be estimated.
116 Setting feasible parameter values is an important step as badly defined values can lead to biased or over
117 constrained rating curves. This is the reason why we chose to establish (what we consider as) a wide
118 range of feasible values for the three parameters, namely a , b and Z_0 , as explained in Section 3.3.

119 The common way to obtain a , b and Z_0 values is to fit stage and discharge data using the linearized
120 form of the rating curve equation given by $q = c + d \times h_1$, where q is the logarithm of discharge, h_1 is
121 the logarithm of water depth and c and d are the parameters ($c = \ln a$ and $d = b$) [Léon *et al.*, 2006;
122 *Getirana and Peters-Lidard*, 2013]. The fitting procedure is made over only two parameters of the curve,
123 and the cease-to-flow height is determined by trial and error methods. The best fit between stage and
124 discharge is then obtained by maximization of R^2 coefficient for each feasible Z_0 value, with a and b
125 parameters being obtained by minimization of error between observed and calculated discharge.

126 However, *Getirana and Peters-Lidard* [2013] show that this method can often lead to a non-convergence
127 of results, e.g., when the best fit is obtained for $Z_0 = \infty$, or to parameters with no physical sense. In
128 addition, this technique does not provide an easily understandable evaluation of parameter uncertainty.
129 One way to estimate parameter uncertainty in the rating curve fit and to obtain an estimation of all three
130 parameters within reasonable constraints is to use global optimization techniques coupled with the
131 Bayesian inference scheme, as described below.

132 Determination of a river's section rating curve is directly related to the assumption that the analytical
133 relationship between stage and discharge is univocal; for a stage measurement there can be only one
134 possible discharge value. This assumption can be made with quite good approximation for those rivers
135 with stable bed geometry and invariable downstream control. However, some reaches can present high
136 non-univocity, leading to heteroscedasticity of the stage/discharge pairs. Therefore, the source of this
137 variability must be investigated in order to ensure that it is not due to non-univocity of the stage/discharge
138 relationship, but rather to only data input errors. When non-univocity is detected and following
139 Manning's equation, the rating curve form can be rewritten to include the slope as a variable parameter.
140 This is discussed in Section 4.4.

141

142 **3. Materials and Methods**

143 We propose a methodology for curve fitting based on satellite altimetry and model discharge
144 estimates. The discharge estimates for the Amazon basin were obtained from the fully validated MGB-
145 IPH Amazon basin model with 1D hydrodynamic representation [*Paiva et al.*, 2011, 2012, 2013a] and
146 discharge data assimilation using ensemble Kalman-Filter (EnKF) at stream gauges [*Paiva et al.*, 2013b]
147 (see below). We used the Shuffled Complex Evolution Metropolis [*Vrugt et al.*, 2003] global optimization
148 algorithm based on the MCMC method and Bayesian inference scheme (as described below) to optimize
149 curve parameters and determine confidence intervals for estimated discharge and parameters. Surface
150 water elevation at 920 virtual stations (with locations throughout the entire basin) was used to evaluate the
151 performance of the optimization algorithm (see Fig. 1). The virtual stations are derived from ENVISAT

152 (711 VS) and Jason-2 (209 VS). As demonstrated in Figure 1, the virtual stations are spread throughout
153 the basin and are based not only on the major tributaries, but also over much smaller reaches. These
154 virtual stations monitor more than a hundred rivers that range in size from ten to thousands of meters in
155 width, and from less than $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ to more than $200\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ of mean annual discharge.

156

157 **3.1. MGB-IPH hydrodynamic model**

158 In this section, we describe the methodology of *Paiva et al.* [2013a] for discharge estimates and
159 associated uncertainties methodology relevant to our study. They were obtained by hydrological
160 simulation and rating curve interpolated discharge assimilation, as described in the above section. The
161 MGB-IPH model [*Collischonn et al.*, 2007] is a distributed large-scale process based hydrological model
162 coupled with a hydrodynamic module using a storage model for floodplains [*Paiva et al.*, 2011]. In this
163 model, the entire Amazon basin is cut into 5,765 elementary catchments. The processes used to generate
164 flow into each catchment are soil water budget (bucket model), energy budget and evapotranspiration
165 (Penman Monteith), surface, subsurface and groundwater flow. Generated flow is then routed to the
166 stream using a linear reservoir model, and river flow routing is performed using the Muskingum-Cunge
167 (MC) method or hydrodynamic model (HD). The hydrodynamic model solves the full 1D Saint Venant's
168 equations and represents flooded areas as a simple storage area. Information needed for river channel
169 hydrodynamic representation is extracted from the Digital Elevation Model (DEM), itself obtained by the
170 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) [*Farr et al.*, 2007]. Parameters such as river width and depth
171 are calculated as a function of drainage area using geomorphological equations developed at stream
172 gauging stations [*Paiva et al.*, 2013a].

173 The gauge data assimilation was performed over rating interpolated discharges using the Ensemble
174 Kalman Filter [*Kalman*, 1960] technique (EnKF). *Paiva et al.* [2013b] showed that the EnKF performed
175 well in assimilating in-situ discharge and was a valuable way to improve model estimates at both gauged
176 and ungauged river reaches. The improvement in performance was found to be propagated to ungauged

177 locations through hydrodynamics. The relative error for discharge estimation is given by a normally
178 distributed function of discharge.

179 *Paiva et al.* [2013b] evaluated discharge uncertainties at each mini basin based on comparison with
180 gauging stations and error estimation for the rainfall rate. The model's output is a set of discharges and
181 also a set of discharge uncertainty for each catchment, which are used together as inputs in our global
182 optimization scheme. The model was run from 1998 to 2009, which overlapped that of the altimetry series
183 from 2002 to 2009.

184

185 **3.2. Altimetry data**

186 The altimetric data used in this study was created by *Santos da Silva et al.* [2010, 2012, 2014], and
187 contains more than 1000 virtual stations that provide water height time series over the Amazon basin, and
188 also uses data from Topex/Poseidon, ERS2, ENVISAT and Jason-2. Wide spatial distribution of this data
189 allows obtaining water elevation time series for both main reaches and secondary rivers. In this study, we
190 examined 920 VS located over the central low declivity area, the northern and southern shields, and the
191 Andes piedmont (see Figure 1 for location). The span for the altimetric series was from 2002 to 2010 for
192 ENVISAT, and from 2008 to 2012 for Jason-2. We did not consider the ERS-2 and Topex-Poseidon
193 series for rating curve estimation because there is insufficient data. In addition, *Frappart et al.* [2006]
194 report that good quality of time series over continental bodies is gained through the ICE1 retracking of the
195 raw radar echoes procedure which has not yet been applied to the ERS2 and T/P missions. ENVISAT
196 provides repeat measurements every 35 days, with a height accuracy of tens of centimeters. Jason-2 has
197 similar accuracy with a 10-day repetition. These repetition cycles provided almost 80 and 70
198 stage/discharge pairs respectively. Details regarding altimetry data processing and quality assessment can
199 be found in *Silva et al.* [2010]. We split the data into two sub populations, one being used for calibration
200 of the rating curve and the other for validation. As explained later in this paper, tests were made to
201 determine which information should be removed from a series in order to perform validation without

202 leading to calibration errors. To take into account the time series error, which for ENVISAT is around 35
203 cm [Santos da Silva et al., 2010], Gaussian noise was added to the observation as follows:

$$204 \quad H_{in} = H_{altim} + N(0, \sigma^2), \quad (5)$$

205 where H_{in} (m) is the height input in the method, H_{altim} is the original height, $\sigma = 0.35$ m and N the
206 normal distribution function. Water height estimates by ENVISAT and Jason-2 used in this study are
207 referenced to EGM2008 [Pavlis et al., 2012], and are corrected for systematic bias using the bias values
208 published by Calmant et al. [2012] for ENVISAT and Seyler et al. [2012] for Jason-2.

209

210 **3.3. Global optimization method**

211 One of the biggest issues in rating curve optimization method is parameter uncertainty evaluation
212 whilst considering the various error sources (errors for stage values and discharge estimates,
213 simplification of physical reality, mathematical model formulation). The SCEM-UA (Shuffled Complex
214 Evolution Metropolis) [Vrugt et al., 2003] global optimization algorithm is based on the Markov Chain
215 Monte Carlo method and Bayesian framework. A Markov chain is a memoryless mathematical system,
216 whereby a new state depends only on the preceding one. While deterministic methodology [Léon et al.,
217 2006; Getirana et al., 2009] points either to a unique solution for rating curve optimization or to absence
218 of solution, stochastic MCMC method on the other hand provides an ensemble of possible parameter
219 values within the user-defined parameter space; density distribution of these parameters, and a confidence
220 interval for the discharge estimate. It also provides a best estimate, corresponding to the discharge
221 estimate with lowest error when compared to the input. Bayesian methods for fitting rating curves have
222 been explored by Moyeed and Clarke [2005]. They concluded that MCMC optimization techniques are
223 efficient in determining posterior uncertainty limits over discharge parameters and estimates.

224 The objective function of the chosen optimization algorithm, which was used to classify the solutions
225 of population evolution, was the sum of quadratic error in discharges:

$$226 \quad \varepsilon = \sum(Q_r(t) - Q_o(t))^2, \quad (6)$$

227 where $Q_r(t)$ stands for the rated discharge (flow obtained by applying the rating curve equation) and
 228 $Q_o(t)$ the reference discharge at the same time. In our case, the reference discharge is the MGB
 229 prediction. As explained above, Gaussian noise was added to model discharge and water elevation
 230 observations before sampling. Standard deviation values were taken from the error associated with each
 231 daily discharge estimate from MGB-IPH and from the usually accepted rms value of 0.35 m, for
 232 discharge and height respectively.

233 A posterior probability function (the probability of a parameter given the observed data, e.g., the
 234 model discharge) is provided by the Bayesian inference method for each optimized parameter based on
 235 the user defined prior distribution. The initial population is built according to predefined extreme values
 236 and *a priori* distributions and then split into complexes that are evolved by parallel Markov Chains until
 237 reaching convergence conditions and/or maximum number of iterations, as explained below. The output
 238 of the algorithm is the posterior distribution for each optimization parameter, and this leads to a prediction
 239 of uncertainty bounds on the model simulations. We followed the method of *Vrugt et al.* [2003] who
 240 recommend using a population (s) of 100 individuals and 5 complexes (q) for reasonably simple
 241 optimization problems. An example of initial population and its evolution after each iteration is presented
 242 in Figure 2. To build this figure we used the example of VS 908 on the Purus River, and limited the
 243 algorithm to 2500 iterations. Figure 2 illustrates the random draw of each individual sequence in the
 244 feasible parameters set, and the evolution of the population towards a stationary distribution (identified by
 245 the higher density of dots in a specific area of the parameter set).

246 The convergence of the MCMC sampler is assessed through Gelman and Rubin criteria, also known
 247 as the scale reduction factor. In order to limit processing time, *Gelman and Rubin* [1992] developed a way
 248 to evaluate whether the solutions were converging to the stationary posterior distribution. The scale
 249 reduction factor can be calculated by the form:

$$250 \sqrt{SR} = \sqrt{\frac{g-1}{g} + \frac{q+1}{n} \frac{B}{W}}, \quad (7)$$

251 where g is the number of iterations within each sequence, n the total number of draws, B the variance
252 between the means of q sequence, and W the mean variance between Markov chains. The limit proposed by
253 *Gelman and Rubin* [1992] in declaring convergence is 1.2, because of the difficulty in achieving a score of
254 1. Further information on the algorithm regarding strategies for evolution or classification of sequences
255 can be found in *Vrugt et al.* [2003]. Scale reduction (SR) factor is described by *Gelman and Rubin* [1992]
256 and evaluates whether the independent Markov chains, starting from random points, converge to the same
257 distribution by comparing inter-chain to intra-chain variance. An illustration of the SR factor for typical
258 virtual stations can be seen in Figure 3, where it has been drawn for each parameter up to 5000 iterations.
259 Figure 3 demonstrates that in these cases the algorithm needed approximately 1000 to 2000 iterations for
260 the parallel sequences to converge to a stationary posterior distribution. In addition, differences between
261 the last SR evaluations are calculated and compared to a predefined break value and this determines
262 whether the algorithm will stop or continue. We chose to set the break value at 1×10^{-3} as suggested in
263 *Vrugt et al.* [2003].

264 Algorithm efficiency evaluation should include verification of the physical consistency of the optimized
265 parameters. For example, *Chow et al.* [1988] demonstrated that the value of b should vary from 1.3 for
266 wide rivers to more than 2 for relatively narrow ones. Therefore, in order to loosen b parameter
267 constraints, we chose a range of acceptable values between 1 and 3. The possible range of values for the
268 “ a ” parameter is from 0 to 1000. It is worth noting that while b is supposed to represent channel
269 geometry, a and b coefficients are related, as pointed out by *Gleason and Smith* [2014]. Theoretically, the
270 Z_0 range of values is easier to determine for a reach with a rectangular cross section. This coefficient
271 represents the river bed elevation, and should be determined by measuring the mean river depth at the
272 station. At any time the cease to flow height equals the mean depth minus the water elevation. However,
273 this measurement is difficult to achieve in deep natural channels or channels with an irregular shape. The
274 range of possible values is determined based on the assumption that for each studied location the cease to
275 flow height must be lower than the smallest elevation in the time series and should be higher than this
276 value reduced by an offset of one hundred meters. The value of one hundred is chosen arbitrarily since it

277 is a largely acceptable assumption for Amazonian rivers. Within their ranges, each parameter can vary
 278 with the same probability, i.e., the *a priori* Probability Density Function (PDF) of each parameter is a
 279 constant. The algorithm allows one to indicate an informative *a priori* PDF, in the case where, for
 280 example, an acceptable first guess of one of the parameters is known. In our case, we let the PDF be non-
 281 informative as the available information was already used to build the ranges. We tested below the
 282 sensitivity of our methodology to the ranges of acceptable values of the parameters.

283

284 3.4. Performance coefficients

285 We evaluated two hydrological indicators: the Nash & Sutcliffe efficiency [*Nash and Sutcliffe, 1970*]
 286 and the normalized root mean square error (NRMSE). As explained above, our rating curves were
 287 developed from what we consider to be “observed” discharges, i.e., discharges issued from the simulation
 288 and perturbed within their uncertainty. Rating curve performance was evaluated against these reference
 289 discharges, and also against the available in-situ data. This is explained in Section 4.3. The Nash &
 290 Sutcliffe efficiency coefficient (E_{ns}) is frequently used for hydrological model evaluation. It compares the
 291 mean quadratic error with the variance of the observed series. Its values can vary from $-\infty$ to 1, $-\infty$ being
 292 the worst result and 1 a perfect equality between observed and rated discharges. A value of 0 indicates
 293 that using rated discharge is the same as using the mean of the input series. E_{ns} can be calculated by:

$$294 \quad E_{ns} = \frac{\sum(Q_r(t) - Q_o(t))^2}{\sum(Q_o(t) - \overline{Q_o(t)})^2}, \quad (8)$$

295 where $\overline{Q_o(t)}$ is the mean in the series of reference discharge. The other performance coefficient used to
 296 evaluate the rating curve efficiency is the NRMSE:

$$297 \quad NRMSE = 100 \sqrt{\frac{\frac{\sum(Q_r(t) - Q_o(t))^2}{n}}{Q_{min} - Q_{max}}}, \quad (9)$$

298 where Q_{min} and Q_{max} are respectively the maximal and minimal discharges in the observed series. We
 299 performed the estimation of coefficients in three different configurations. First, VS calibration consisted
 300 in comparing the altimetry-based rated discharges with the model discharges at each virtual station for the

301 calibration sub population. Second, the performance coefficients were calculated at the same locations but
 302 using the validation sub population (VS validation), i.e., independent data from that used in the rating
 303 curve fitting. Last, a third evaluation (Gauge validation) was performed with gauging stations only where
 304 possible. We calculated E_{ns} and $NRMSE$ for all three experiments, and evaluated the consistency of the
 305 rating curve parameters in terms of river geometry. Another important question is whether the algorithm
 306 managed to build reliable rating curves not only in terms of hydrological performance but also in terms of
 307 estimated coefficients and uncertainty estimates. The algorithm is then evaluated for its capability to
 308 determine uncertainty ranges for parameters and discharge.

309 Throughout this paper, we offer examples of results using our methodology for the 6 VS seen in
 310 Figure 1. These VS were chosen for their good representation of the basin and of our results. They
 311 provide adequate sampling of left/right margins and latitude/longitude range of the basin. In addition, they
 312 sample the range of mean discharges that can be found in the basin, with values varying between 0 (100)
 313 m^3/s and $100 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$. Table 1 presents the coordinates and mean discharges at these six virtual
 314 stations.

315

316 Table 1: Coordinates of the six test virtual stations and mean value of MGB discharges for each.

River	Margin	Latitude ($^{\circ}$)	Longitude ($^{\circ}$)	Mean Discharge ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
Iri	Right	-8.47	-53.45	440
Jurua	Right	-7.18	-17.85	1100
Ucayali	Main	-9.13	-74.44	6250
Solimões	Main	-3.61	-61.00	100300
Japura	Left	-0.80	-71.88	6300
Negro	Left	-2.07	-61.21	31800

317

318

319 4. Results

320 Following the method described in Section 3, we now evaluate the fit between height observations
 321 and simulated discharge. MGB model discharge data is assumed to be the truth from which algorithm's

322 objective function is calculated because in situ data is not available for discharge at the spatial and
323 temporal resolutions needed. This optimization process ensures the best quantification of rating curve
324 accuracy, and because satellite height observations are representative of a river's dynamics, the rating
325 developments should smooth any model simulation errors.

326

327 **4.1. Calibration and validation sub-populations**

328 The first step of the study was to determine the number of (H-Q) pairs to be used for both calibration
329 and validation. ENVISAT and Jason-2 missions provided about seventy measurements over the temporal
330 span of the study for each VS over the considered time frame. We performed tests to estimate the best
331 amount of data for use in the calibration period, and also to determine limits for good calibration. We
332 deemed this necessary because of critical event occurrences during the series' temporal coverage. For
333 example, extreme flood or drought events could be discounted if one period was used for calibration and a
334 different one for validation. This would lead to side effects regarding the curve fitting results. Note that
335 the time window for the model that was run and that of the altimetry series are not exactly the same.
336 Therefore, the calibration and validation procedure is conducted during the overlapping period (2002-
337 2009 for ENVISAT VS and 2008-2009 for Jason-2 VS).

338 For this test, we used the virtual stations shown in Figure 1. We performed the entire optimization
339 process for the complete series (seventy-one stage measurements) of each VS, and also randomly
340 removed 10 to 50% of the points (in 10% increments) from the original series.

341 As expected, the uncertainty over rated discharge rose when the number of pairs used for calibration
342 was lowered. This is shown in Table 2. The smallest confidence intervals were found when we used the
343 entire series or withdrew only 10 to 20%. The 95% confidence interval ranges from $\pm 14\%$ to $\pm 20\%$ of
344 rated discharge for low discharges and for the best VS (VS 5), while it ranges from $\pm 10\%$ to $\pm 17\%$ for
345 large discharges at the same VS. The maximum range of discharge uncertainty is reached when 30-40 %
346 of values are withdrawn. A slight improvement in ranges for both lower and higher discharges is shown
347 when 50% of pairs are withdrawn. This behavior can be expected because it is easier to fit a scatter plot

348 with less stage/discharge pairs, and so the confidence interval may tighten in this case. A check on
 349 optimization parameters must be made in order to decide how much input data can be withdrawn from the
 350 original series without affecting optimization results.

351

352 Table 2: Size of the 95% confidence interval for each experiment (lines) and selected virtual station (columns) at
 353 high and low flows.

Withdrawn data	VS1		VS2		VS3		VS4		VS5		VS6	
	Low Q	High Q										
0% (ref.)	±84%	±38%	±54%	±42%	±69%	±30%	±45%	±31%	±14%	±10%	±81%	±33%
10%	±98%	±41%	±54%	±42%	±61%	±39%	±48%	±34%	±15%	±13%	±88%	±30%
20%	±145%	±45%	±57%	±45%	±69%	±38%	±52%	±36%	±17%	±14%	±76%	±32%
30%	±194%	±37%	±61%	±49%	±76%	±36%	±50%	±34%	±16%	±12%	±103%	±31%
40%	±130%	±43%	±62%	±49%	±52%	±31%	±49%	±35%	±19%	±16%	±63%	±35%
50%	±187%	±47%	±78%	±56%	±91%	±41%	±56%	±40%	±20%	±17%	±113%	±33%

354

355 To evaluate the errors on parameters resulting from withdrawing data, we chose as reference
 356 parameters those obtained with the optimization algorithm when considering the entire series. Parameters
 357 obtained from the successive trials were compared with those referenced for each VS. The average
 358 uncertainty behavior was measured by the error in coefficient's evaluation, as shown in Table 3. 10% and
 359 20% withdrawals provide the best estimation of parameters, when 30%, 40% and 50% trials get the worst
 360 results for the three coefficients.

361

362 Table 3: Difference to optimal value of \mathbf{a} , \mathbf{b} and \mathbf{Z}_0 coefficients taken from entire series optimization for each
 363 experiment and for the six test virtual stations.

Withdrawn data	Coefficient		
	\mathbf{a}	\mathbf{b}	\mathbf{Z}_0
10%	±12.5%	±2.5%	±1.5%
20%	±13%	±3%	±0.5%
30%	±15%	±2.5%	±2%
40%	±27%	±6.5%	±2.5%
50%	±142.5%	±6%	±2.5%

364

365 The results shown in Tables 2 and 3 led us to perform the calibration optimization process using 80
 366 % of the data for all of the series; the remaining 20 % was used for validation.

367

368 **4.2. Optimization results and parameter estimates**

369 In this section we present the optimization process results through “ a ”, “ b ” and “ Z_0 ” coefficient
370 values, together with a sensitivity analysis. Global correlation between stage and discharge for the six
371 selected virtual stations is shown in Figure 4.

372 We first present the results in terms of rating curve fitting and evaluation of “ a ”, “ b ” and “ Z_0 ”
373 parameters. Note that the algorithm achieved convergence before the maximum number of iterations.
374 Results for “ a ” and “ b ” coefficients (Fig. 5) are consistent with assumptions made from Equation 4 (see
375 explanations below) and with expected overall values. The mean value of “ a ” parameter obtained for all
376 ENVISAT VS is 188 and mean value of “ b ” parameter is 1.67.

377 Half of the values for a range between 15 and 230, and half of the values for b range between 1.2 and
378 2 with less than 10% being over 2.5. These values can be seen in Table 4. Similar results were obtained
379 for the Jason-2 virtual stations, with mean values of 1.69 for a and 221 for b . Half of a values fell within
380 the [26; 265] interval and half of b values within the [1.15; 2.1] interval. According to Equation 4, values
381 of b should approximate $5/3$ if the Manning-Strickler equation is respected. Difference with the
382 theoretical value can be explained by cross section geometry and also by departure of the flow regime
383 from steady flow. In our study, 50% of the VS had b values between 1.2 and 2 for ENVISAT and
384 between 1.15 and 2.1 for Jason-2. These intervals bracket the $5/3$ theoretical value and show that the
385 parameters’ overall physical consistency is maintained, even if the fitting process is automatic. The few
386 VS with a or b coefficients near the preset bounds are those with poor adjustment, suggesting that they
387 may correspond to specific cases where the rating curve equation must be defined more carefully. The
388 main issue here is poor model discharge estimation at these locations and low accuracy of time series of
389 heights or reaches for which the Manning equation does not apply.

390

391 Table 4: a and b characteristic values for ENVISAT and Jason-2 virtual stations: mean, 25% percentile and 75%
 392 percentile.

	ENVISAT		Jason-2	
	a	b	a	b
Mean	188	1.67	221	1.69
25% Percentile	15	1.2	26	1.15
75% Percentile	230	2	265	2.1

393

394 Cease to flow Z_0 parameter and the associated mean depth are presented in Figure 6. Mean depth was
 395 computed for each VS by calculating the mean elevation values in the altimetric series and subtracting the
 396 value of Z_0 obtained with the optimization algorithm. It is worth noting that Z_0 values are referenced to
 397 the EGM 2008 geoid model as per the altimetry series. Z_0 values throughout the basin (illustrated in Fig.
 398 6) are consistent with expectations for lowest values found in the basin's central area and also with the
 399 highest values in western and southwestern parts of the Andes piedmonts. Estimated Z_0 values range from
 400 -33 meters near the mouth to 560 meters in the upper Grande River. These results lead to river depth
 401 estimates of 10m or more in the central basin area and less than 3m at the upper streams of most rivers.
 402 They also show that the method converges to a correct evaluation of the cease to flow elevation leading to
 403 reliable information on mean river depth.

404 We also tested the algorithm's sensitivity to the initial range of possible values for a , b and Z_0 parameters
 405 to check if the realism of parameter estimates is strongly constrained by setting a realistic range of initial
 406 values. Table 5 illustrates the results of sensitivity tests for all three parameters. In Table 5, each
 407 experiment is related to the change of one of the parameters (a , b and Z_0 for experiments one, two and
 408 three respectively), and all of the parameters together for the fourth experiment. Line "Best RC" stands
 409 for the results of the best evaluation of parameters (the one that gives the rating curve). "Mode" stands for
 410 the module of each parameter, e.g., most frequent value in the population. "Std" stands for the standard
 411 deviation of each parameter (e.g., dispersion from the average). The exposed results are from VS 908,
 412 located on the Purus River and used throughout this paper as a case study.

413

414 Table 5: Values of a , b and Z_0 parameters for the different initial ranges and associated standard deviations, E_{NS}
 415 score, and $NRMSE$.

	Initial			1 st exp			2 nd exp.			3 rd exp.			4 th exp.		
	a	b	Z_0	a	b	Z_0	a	b	Z_0	a	b	Z_0	a	b	Z_0
Best RC	24.224	1.91	66.03	21.12	1.94	65.56	17.59	2.02	65.89	29.26	1.86	66.45	19.55	1.99	66.15
Mode	36.37	1.79	66.58	33.16	1.70	67.49	15.73	1.80	64.59	18.42	2.00	65.73	20.00	1.98	66.01
Std	23.49	0.12	0.92	18.50	0.10	0.82	24.19	0.12	0.88	25.74	0.12	0.84	13.30	0.10	0.79
Ens		0.92			0.93			0.93			0.92			0.94	
NRMSE		9.14			8.80			8.88			9.38			8.63	

416
 417 In the first experiment, the a parameter varied in the $[0; 100000]$ range. In the second experiment, the b
 418 parameter varied in the $[0; 10]$ range. In the third, the Z_0 parameter varied in the $[-1000; H_{min} - 0.2]$ range.
 419 In the fourth and final experiment, the ranges of the three parameters were all changed together. The initial
 420 experiment was realized with the ranges set at $[0; 1000]$, $[1;3]$ and $[-100; H_{min} - 0.2]$ for a , b and Z_0
 421 parameters respectively. By analyzing the parameters' standard deviations we see that changing the initial
 422 range of parameters neither substantially affects the results in terms of E_{ns} and $NRMSE$, nor the final
 423 parameters of the rating curve.

424
 425 **4.3. Discharge estimates**

426 We now consider whether rated discharges are consistent (or not) with reference discharges issued by
 427 the MGB model or rated at gauging stations. The Nash and Sutcliffe Efficiency coefficient E_{ns} and
 428 $NRMSE$ were calculated for both calibration and validation sub populations. Table 5 lists values of E_{ns}
 429 and $NRMSE$ for the entire set of VS. For the calibration period, the median value of E_{ns} is 0.81 and the
 430 mean is 0.7, with 25% of VS above 0.91, while for validation the median value is 0.81 and mean is 0.68.
 431 These are good overall results considering the spread of VS all over the basin and over a large range of
 432 river size. Worst values of E_{ns} were generally obtained for the most upstream VS. We can also see in
 433 Table 6 that for calibration 75% of VS had an E_{ns} higher than 0.57 (0.56 for validation) and $NRMSE$
 434 lower than 11.8% (12.7% for validation). Median values of $NRMSE$ were 8.9% for calibration and 9.9%

435 for validation. We can also see in Table 6 that 25% (230 VS) obtained an E_{ns} equal or higher than 0.91
 436 and $NRMSE$ lower than 6.7%.

437

438 Table 6: Performance coefficients (E_{ns} and $NRMSE$) statistics for calibration and validation.

	Ens		NRMSE (%)	
	Calib.	Valid.	Calib.	Valid.
Mean	0.70	0.68	9.6	10.6
25% Percentile	0.57	0.56	11.8	12.7
Median	0.81	0.81	8.9	9.9
75% Percentile	0.91	0.91	6.7	7.0

439

440 For the Amazon River's main stem and its major tributaries, good overall results are obtained, as
 441 shown in Table 7: mean E_{ns} is higher than 0.9 for the Amazon, Madeira and Solimões rivers, and higher
 442 than 0.75 for the Negro, Purus, Tapajós and Xingu rivers. Smaller reaches also obtained good E_{ns} scores
 443 indicative of good method performance for wide as well as narrow rivers. Results were not good in two
 444 specific basins: the Colombian part of the Japura-Caquetá River and the Putumayo-Içá River. A dense
 445 sampling of these basins is available from altimetry, i.e., 80 VS or around 9% of the dataset. This number
 446 is sufficient for the bad results obtained in these basins to impact mean values of E_{ns} and $NRMSE$.
 447 Discharge calculation in these two specific rivers is an important issue, as suggested by *Paiva et al.*
 448 [2013b], and confirmed by our attempt to determine the rating curve. These results are evidenced in
 449 Figure 4 which shows the pairs of MGB discharge and altimetry height and the rating curve for the test
 450 virtual stations, and also in Figure 7 which provides model and calculated hydrographs at test VS.

451

452 Table 7: Cal/Val performances (E_{ns} and $NRMSE$) for some of the main tributaries of the Amazon River used for
 453 sensitivity analysis.

	Ens		NRMSE (%)	
	Calib.	Valid.	Calib.	Valid.

Amazon	0.91	0.93	7.5	7.2
Madeira	0.92	0.93	7.6	6.9
Negro	0.75	0.68	10.1	11.7
Purus	0.75	0.75	6.4	10.8
Solimões	0.91	0.93	6.4	7.2
Tapajós	0.77	0.75	11.0	12.4
Xingu	0.80	0.70	9.0	10.2
Caqueta and Putumayo	0.14	0.1	18.2	19.3

454

455 Tributaries with a lower E_{ns} in Table 7 show a higher standard deviation, ranging from 4.8 to 6.5%,
456 while for the others it ranges from 0.9 to 2.2%. Our results show that for these tributaries, the slight
457 degradation of E_{ns} is not related to the width of the river but to localized problems. They also show that
458 E_{ns} performance coefficient is correlated with relative error on discharge issued from the MGB. Indeed,
459 the results tend to be worse at VS with mean discharge error higher than 10%, although some of them still
460 present good E_{ns} and $NRMSE$.

461 We also tested the fit of discharge estimated through the optimized rating curve with gauge data. This
462 step is important in verifying that results and performance coefficients are good not only for simulated
463 discharge but also for discharge at gauging stations. To validate this, we used data from 51 gauging
464 stations provided by the Brazilian water agency ANA (data available on the agency's website
465 www.ana.gov.br) with discharge information from 2002 to 2012 obtained by transforming measured
466 gauge readings into discharge through local rating curves. Our own rated discharges were calculated with
467 our rating curve method and with satellite data. The results are presented in Table 8 for E_{ns} and $NRMSE$.
468 Gauge validation was performed for 37 VS of the ENVISAT mission and 14 VS of the Jason-2 mission.

469

470 Table 8: Performance coefficients (E_{ns} and $NRMSE$) for J2 and ENVISAT validation over gauging stations: Mean
471 value, 25% and 75% percentiles and median value.

	Ens		NRMSE (%)	
	J2	ENV	J2	ENV
Mean	0.86	0.83	8.04	9.55
25% percentile	0.85	0.76	8.11	12.9
Median	0.92	0.91	7.70	6.93
75% percentile	0.94	0.95	5.75	5.92

472

473 As expected, overall coefficient values indicate high performance, with mean E_{ns} value of 0.83 and
474 0.86 for ENVISAT and Jason-2 respectively, and mean $NRMSE$ values of 9.55% and 8%.

475 Finally, this rating curve performance evaluation is enriched by using time series of water surface
476 elevation from Jason-2 at cross-overs with ENVISAT. Five locations where ENVISAT and Jason-2
477 ground tracks cross over a reach in the close vicinity of a gauging station are selected. The rating curves
478 based on ENVISAT altimetry were applied to Jason-2 altimetry for the 2010-2012 period and compared
479 with gauge data at five stations. For these five cases, only one obtained E_{ns} lower than 0.5. We double
480 checked and found that E_{ns} of this VS was already low (0.31) for the calibration, demonstrating an issue
481 in either the altimetry or discharge series. The other four stations obtained good results globally, all of
482 them obtaining E_{ns} scores over 0.7. This result shows that the curve parameters obtained with ENVISAT
483 data can be used to estimate discharge from other altimetry missions like Jason-2. In addition, the stability
484 of E_{ns} with independent altimetry series can be used to identify when low E_{ns} is more likely due to
485 problems in the discharge series or in the mathematical formulation used to define the rating curve, rather
486 than in the altimetry series. This point is discussed in Section 4.4, paragraph 3.

487 **4.4. Uncertainty analysis**

488 To illustrate our methodology, we present the uncertainty analysis for the virtual station result of the
489 Purus River intersection with ENVISAT pass number 908. The rating curve of this VS is presented in
490 Figure 8a. This particular VS was selected because of its corresponding proximity to the Seringal
491 Fortaleza in situ gauging station on the Purus River. The Purus is a major tributary of the Amazon (see
492 Fig. 1 for localization). The above characteristics make this VS representative of the basin and also it
493 provides a sufficiently high quantity of data for evaluations from both simulated and gauge data. The 95%

494 confidence interval obtained from the PDFs of the rating curve parameters is also presented in Figures 8a
495 and 8b. The first result is that almost all the in-situ discharge measurements are in the confidence interval,
496 showing that the interval is meaningful. However, the range of possible values of discharge for a given
497 height measurement is quite large, meaning that reference discharge or coefficient uncertainty is also
498 large.

499 The observed hydrograph (as provided by the ANA website) of VS 908 is presented in Figure 8b
500 together with simulated discharge, rated discharge and the 95% confidence interval. As it was already
501 visible on the rating curve (Fig. 8a), the range of confidence interval is much larger for high flows than it
502 is for low flows. This problem is inherent to the rating curve formulation. Indeed, from Equation 1,
503 uncertainty on discharge σ_Q can be expressed as:

$$504 \quad \sigma_Q = b \frac{Q}{H} \sigma_H \quad (8)$$

505 which indicates that since $b > 1$, the uncertainty in discharge σ_Q for a given uncertainty in water depth σ_H
506 will be larger at high elevation and discharge with respect to what it would be at low elevation and
507 discharge.

508 The information used to perform rating curve optimization has three potential sources of errors: bad
509 discharge estimate which is mainly due to low quality input datasets, high scatter on altimetry data, or
510 non-existence of a single rating curve. When both discharge and stage are known with an acceptably low
511 uncertainty, the source of discrepancies between calculated and model discharge may reside in the
512 mathematical formulation chosen for the rating curve. Indeed, it is well known that in some cases of low
513 declivity or confluence areas a phenomenon occurs called backwater effect [Meade *et al.*, 1991]. The
514 backwater effect can be due to physical obstruction to water flow or to the time lag between peak
515 discharge of the affluent and main stream. It produces significant changes in the free surface slope and
516 plays an important role during extreme events like droughts [Tomasella *et al.*, 2010]. In agreement with
517 Manning's equation, we should account for slope variation to represent the heteroscedasticity of the
518 relation between stage and discharge in these areas. One example of this is a virtual station located near to

519 the confluence area of the Negro and Amazon rivers: an area renowned as a paradigm of backwater effect
520 where discharge measurements are regularly performed. The optimization of a classic single segment
521 rating curve (experiment 1) leads to a poorly adjusted relationship ($E_{ns} = 0,202$). The same optimization
522 process was repeated but taking into account the water surface slope extracted from the two nearest
523 virtual stations (one upstream and one downstream). The original relation between discharge and stage
524 was transformed into:

$$525 \quad Q(t) = a \cdot S(t)^c \times (H(t) - Z_0)^b,$$

526 (9)

527 where $S(t)$ is the free surface slope at the considered VS along time. This slope can be calculated in two
528 different ways. Either it can be inferred separately for each measurement date by performing a temporal
529 interpolation of water height upstream and downstream, or by calculating a mean monthly slope from the
530 entire set of data. Interpolation was mandatory since the height measurements were not collected on the
531 same dates in the three series. Performing tests with the two methods led us to choose the monthly mean
532 value, because the results were better than those with interpolated daily value. Theoretically, the exponent
533 of slope c should be equal to 0.5 (experiment 2), as in Manning's equation, but as the real value should
534 vary around 0.5, we chose to define c as a variable to be optimized by the algorithm (experiment 3)
535 together with a , b and Z_0 .

536 For the VS in consideration, the optimization process led to an improvement of the Nash & Sutcliffe
537 coefficient by 130% (i.e., from 0.238 to 0.548) with respect to experiment 1 (where the slope is
538 considered constant) if c is kept fixed at 0.5, and 208% (i.e., from 0.238 to 0.73) with variable c . The
539 changes in discharge estimates between the experiments are presented in Figure 9. The stage discharge
540 pairs obtained by experiment 1 and experiment 3 can be seen in Figure 10. Although the slope calculation
541 (with mean monthly values) can still be improved, experiment 3 shows good performance of rating curve
542 optimization and Equation 9 permits hysteresis identification in the stage discharge relationship. In
543 addition to the improvement of E_{ns} efficiency coefficient seen in Figure 9, the confidence interval is
544 significantly reduced between the experiments, going from $\pm 24\%$ and $\pm 23\%$ for lower and higher

545 discharges respectively to $\pm 20\%$ and $\pm 15\%$. When comparing rated discharge with Acoustic Doppler
546 current profiler (ADCP) measurements, it can be affirmed that our results are consistent. However,
547 extreme discharges appear to be misevaluated (Fig. 9). This may be due to poor model accuracy for these
548 extreme values, and also to the low time sampling (35 days) of the ENVISAT mission that missed the
549 peak values. For the more frequent values, discharges calculated from the rating curve are in agreement
550 with those obtained from ADCP, as can be seen in Figure 10. From this example, we show that the
551 backwater effect does impact the hydrological regime of rivers with low declivity or confluences through
552 slope variation, and that this temporal variation must be taken into account in the rating curve
553 formulation.

554

555 **5. Discussion**

556 Our results show that the methodology we employed to get rating curves over the Amazon basin was
557 successfully applied, with mean E_{ns} of 0.70 and mean $NRMSE$ of 9.6%. These results are slightly inferior
558 to those presented by *Getirana and Peters-Lidard* [2013] for the calibration period and almost equal for
559 the validation period, when considering the experiment with direct insertion. However, *Getirana and*
560 *Peters-Lidard* [2013] focused on discharge estimates and did not consider preserving the physical
561 significance of the rating curve parameters. Also, their results are based on discharge evaluations from
562 only 90 virtual stations that were selected from a possible total of 444. Indeed, *Getirana and Peters-*
563 *Lidard* [2013] had convergence problems for almost 25% of the VS, the calibration being stopped only by
564 restriction over the parameters. In our study, convergence was achieved for all the VS even before the
565 maximum number of iterations was reached. In addition, the parameters obtained in this study preserve
566 the physical consistency assumed in Manning's equation and direct information about river channel
567 geometry and controls can then be inferred from their values. For instance, Manning's roughness
568 coefficient can be estimated from the a parameter if given river width and slope.

569 Additional information can be extracted from the parameters of the rating curve as long as these
570 parameters are hydrologically meaningful (*Leon et al.* [2006]). This is the case, for example, of

571 Manning’s roughness coefficient (n) and longitudinal profiles of the river bed. As the method showed no
572 convergence problems and obtained good overall results, we expect n to range from possible values of
573 0.025 to 0.16 [Chow, 1959]. Preliminary evaluation was performed over both the Amazon and Madeira
574 rivers. We used the hydraulic grade line slope estimated from mean water elevations given by altimetry at
575 each VS and river widths that we manually estimated at VS from Landsat images. This led to values for
576 Manning’s roughness coefficient n ranging from 0.015 to 0.17. These values are fully consistent with
577 those proposed by Chow [1959]. For example, the n value calculated for VS 908 is 0.062 (using $a =$
578 27.737 , $B = 218$ m, $S = 0.000063$ m.m⁻¹). This corresponds to a sluggish river with pools and
579 sandbanks, a description that is coherent with an average state of the Purus River at this location. Yet, a
580 small number of extreme values had to be discarded. These values can be explained either by a poor
581 adjustment of the rating curve (low E_{ns}), or by the method employed to obtain the river width. River
582 widths were selected manually from Google Earth images and may not represent the mean situation but
583 an extreme one that could lead to misevaluation of Manning’s roughness coefficient. This highly
584 uncertain coefficient is usually set at 0.03 and considered to be a fixed parameter in hydrological models.
585 The information provided by the leading rating curve coefficient can thus be useful for modeling
586 purposes.

587 We also compared water depth obtained from ADCP measurements at seven locations in the basin,
588 and water depth obtained when subtracting “ Z_0 ” parameter value from the altimetric water height. ADCP
589 water height was obtained by dividing area by mean width, thus assuming a rectangular shape for the
590 river section. Results for this are shown in Table 9 together with the distance between ADCP
591 measurement location and the ENVISAT track used to make the comparison.

592

593 Table 9: Validation of the Z_0 coefficient based on ADCP measurements. MWD stands for *measured water depth*, i.e.,
594 water depth calculated from measured area and width; EWD stands for *estimated water depth* and is obtained from the
595 Z_0 parameter and altimetric water height; Δ stands for the difference between MWD and EWD in percent of MWD.

596 The date is that of the ADCP measurement used to estimate MWD.

Name	Latitude	Longitude	Month	Year	Distance (km)	MWD (m)	EWD (m)	Δ (%)
Foz Purus	-3.73	-61.56	September	2010	< 1	19.29	20.27	-5.1
Itapeua	-4.029	-62.997	May	2010	10	32.54	32.30	< 1
Manacapuru	-3.326	-60.553	February	2010	35	25.29	26.59	-5.2
Foz Madeira	-3.411	-58.786	December	2009	6	9.25	9.78	5.8
Itacoatiara	-3.17	-58.409	January	2010	>50	32.70	36.56	-11.8
Paricatuba	-3.069	-60.263	December	2009	< 1	27.08	26.87	< 1
Beruri	-3.911	-61.394	April	2010	15	20.65	19.50	5.5

597

598 As seen in Table 9, the difference between measured water depth (MWD) and estimated water depth
599 (EWD) is for the most part less than ten percent of the measured water depth. The largest discrepancy is
600 found at Itacoatiara where the gauge and VS are more than 50 km away from each other. For the other
601 locations, the absolute difference between MWD and EWD ranges from 0 to 1.3m, i.e., from zero to 6%
602 of MWD. These results show that the automatic rating curve process can provide an accurate estimation
603 of the cease-to-flow height, without any need for further information.

604 We tested the fit between gauge water depths, depths calculated from altimetric heights and the “ Z_0 ”
605 value of the according rating curve, and by the MGB model. Results for 4 sites in the Madeira river basin
606 are presented in Figure 11. Water depths at Nova Olinda do Norte (Fig. 11a) demonstrate backwater
607 influence on the Madeira river stream by that of the Amazon River. As the Madeira River peaks between
608 two to three months before the Amazon main stem [Meade *et al.*, 1991], water depths after the peak are
609 largely influenced by the water height in the Amazon. In principle, this behavior can be represented in our
610 data because the altimetric water levels are taken from altimetric height observations and calculated “ Z_0 ”
611 parameter. Conversely, the hydrologic model does not manage to entirely represent the observed
612 dynamics. Figures 11b and 11c show that the geomorphologic laws used by Paiva *et al.* [2013a] - the
613 same as in many other models - to describe river cross section do not provide accurate depth estimates at
614 every location. In the cases of Manicoré (Figure 11b) and Porto Velho (Figure 11c), rated depths compare
615 very well with gauge depths when the MGB depths are biased and overestimate the absolute tidal range.
616 This can be due to a difference between the actual river width (approximately 1350m and 1600m for
617 Porto Velho and Manicoré respectively) and the width estimated from geomorphologic relation (740m

618 and 800m respectively). Figure 11d illustrates that when actual and estimated river widths are similar
619 (leading to equivalent section areas), MGB, altimetry and the gauge agree altogether in the depth
620 estimation. The virtual and gauge stations do not share the same location. To account for differences in
621 section width between gauge and VS (and accommodate cross sectional area differences), the observed
622 depth for Manicoré was multiplied by 0.8125. It is worth noting that water depth estimates by the MGB-
623 IPH model are sensitive, at almost the same scale, to river width and Manning's roughness coefficient. In
624 some individual cases, a wrong value of "n" could also be the source of a miscalculation of the water
625 depth. However, as the four locations studied here are in the same basin, namely the Madeira basin (i.e.,
626 have the same roughness coefficient in the MGB-IPH model), it does not seem that "n" is the main source
627 of error.

628 In Figure 12, we present the comparison of water depths in a reach of the Purus River, around
629 Seringal Fortaleza. The in-situ water depths are taken from the ANA's database. Both rated and model
630 depth seems to be underestimated at Seringal Fortaleza (station code 13750000), which shows a mean
631 residual of 3.08m and 3.85m for rated and simulated depth respectively when compared to in-situ depth
632 (there seems to be no obvious reason for this, e.g., a change in section width). However, model and
633 altimetric depths are almost always in the interval formed by stages at Boca do Acre (station code
634 13700000) and Labrea (station code 13870000), two in-situ gauges located respectively 200km upstream
635 and 300km downstream of Seringal Fortaleza. Consequently, we can state that the dataset of Z_0 values
636 could be used favorably in place of the statistical rules to guess the water depth values in future basin-
637 scale modeling works.

638 There has now been more than 20 years of continuous water height monitoring on continental water
639 bodies and this includes precursor missions like T/P and ERS2. Although these missions were originally
640 designed for ocean monitoring they can provide accurate water height estimates that can be turned into
641 discharge estimates through the rating curves. This discharge time series can be updated in real time with
642 Saral/AltiKa incoming data. Figure 13 shows discharge time series at a crossover between ENVISAT
643 pass 235 and Jason-2 pass 076. We used T/P (1993-1995), ERS2 (1995-2002), ENVISAT (2002-2010),

644 Jason-2 (2010-2013) and Saral (2013-ongoing) heights to calculate discharge from the rating curve. In
645 Figure 13, the “observed discharges” refer to those discharges transformed through ANA’s 2nd degree
646 polynomial relationship between stage observations and discharge. The ADCP measurements were taken
647 from ORE-Hybam database. Major flood discharge of the Madeira River observed at Manicoré was
648 compared to calculated discharge and gave less than 7% of mean absolute difference. At such locations,
649 satellite altimetry can be used to perform climate change analysis and real-time monitoring of the
650 hydrological cycle with Saral/AltiKa and other future altimetry missions.

651

652 **6. Conclusion**

653 The Amazon basin is large and poorly gauged. In this study, we present the application of a global
654 optimization methodology and rating curve formulation to predict river discharge from water elevations
655 obtained through satellite altimetry. We used the SCEM-UA functional algorithm of optimization, which
656 has proved itself capable of performing model calibration, uncertainty evaluation, and discharge
657 simulation to a good standard. The 920 VS used in this study are part of an ever enlarging dataset carrying
658 tributary height information from ENVISAT and Jason-2. These tributaries can be as narrow as a few tens
659 of meters or have a central corridor several kilometers wide. This is true for gauged and ungauged rivers.
660 Measurements used in this study range from 2002 to 2012. This data will soon be extended
661 retrospectively for Topex/Poseidon and ERS-2 measurements when reprocessing of the raw data is
662 completed. Data is also regularly updated with ongoing Jason-2 and SARAL acquisitions. Further study is
663 required regarding the impact of water height uncertainty measurements on rating curve calibration and
664 confidence intervals of estimated discharges. It will prepare for the upcoming SWOT mission, which
665 should offer the best vertical accuracy ever achieved from satellite altimetry.

666 Our results show that rating curve based discharges estimated using the presented methodology are a
667 powerful solution to predict discharge in poorly gauged basins. The only requirement is an adequate
668 model, run for a time period included in that of the altimetry series. By including the local slope in the
669 formulation of the rating curve at confluences, we were able to reproduce the loop in the height discharge

670 relationship and determine an adequate discharge series with good E_{ns} score and reduced confidence
671 interval in the rating curve parameters. These results further highlight the improvements that should be
672 gained by direct slope measurements from the forthcoming SWOT mission.

673 So far, uncertainty predictions over estimated discharge show that the methodology can provide not only
674 a set of calibrated rating curves but also an estimation of parameters and estimated discharge confidence
675 intervals. These intervals can be understood as the uncertainty in discharge estimates and are not usually
676 provided in discharge datasets, although this quantity is commonly obtained by transformation into
677 discharge of stage measurements at gauging stations through a rating curve established from only a few
678 actual discharge measurements.

679 In our study, uncertainties over the modeled discharge and altimetric measurements were considered. We
680 also demonstrated that rating curves estimated from ENVISAT and Jason-2 virtual stations can be used
681 with other missions to estimate discharge. Therefore, these rating curves can now be used to predict
682 discharge at any ENVISAT virtual station using height measurements gained by the SARAL mission at
683 the same places. Our rating curve data proved capable of translating past model results into almost real
684 time, despite being dependent on a previous model run where discharge was assumed representative of
685 reality. As a consequence, it is not necessary to maintain and update huge datasets of model input such as
686 precipitation and climatology, to obtain a first guess of discharge in near real time.

687 A side result of this study is that it can provide a cross validation of discharge simulated by models.
688 Indeed, performance coefficients are very sensitive to discharge data quality and consequently poor
689 adjustment reveals the bad quality of specific discharge series. More globally, altimetry and associated
690 rating curves can now be used to assess the performance of discharge simulations. These performance
691 assessments of model runs are often based on comparison with in situ discharge series derived from RC.
692 They are based on very limited data of actual discharge measurements, which therefore makes these in-
693 situ RC imperfect, as revealed by the case of Manicoré. Altimetry is a completely independent,
694 widespread, dataset that significantly enlarges validation data. As rating curves are combinations of

695 physically constrained parameters and observed dynamics, they tend to provide smoothed and improved
696 discharge estimates mostly at extreme stages when compared with model estimates.

697 The methodology presented here shows better accuracy than the method employed in *Leon et al.* [2006],
698 and shows improved convergence by avoiding unrealistic parameters when compared to the method
699 employed in *Getirana and Peters-Lidard* [2013]. Consequently, the present method provides a more
700 accurate way to derive hydrological parameters. For instance, the equivalent Manning's roughness
701 coefficient calculated for VS 908 is consistent with ranges given by *Chow* [1959]. We also determined
702 mean water depth and vertically referenced river bed elevation. River bed elevations were validated
703 against ADPC measurements. The results evidenced that in most cases the deviation between observed
704 and calculated values is lower than one meter, showing that the rating curve dataset can provide an
705 accurate estimate of river bed height distributed all over the basin. River bed elevation is usually issued
706 from geomorphologic equations and a digital elevation model (DEM) in hydrological models. Our bed
707 elevations could be reintroduced into these models for better consistency, in particular in terms of
708 altitudinal referencing. This was confirmed by comparing estimated depths and rating curves from MGB
709 and altimetry, which shows that as altimetric rating curves encompass geomorphological characteristics
710 of the section, they can reproduce depth variations more accurately than model estimates based on
711 regional geomorphologic equations. Long time series of discharge distributed over an entire basin is of
712 major importance, either for climate studies or for basin management. Because the rating curves we
713 computed are hydrologically consistent and take into account uncertainty in both discharge and height
714 values, they are independent of the satellite mission and discharge model they were based upon.
715 Consequently, they can be used to predict past or future discharge using data from any mission flying
716 over the same locations. For example, it is now possible to predict discharge in Near Real Time using
717 SARAL/Altika measurements provided with only 1 or 2 days of delay at the same VS as ENVISAT. It
718 will also be possible to continue all series with the forthcoming wide swath mission SWOT that is
719 scheduled for launch in 2020. This mission will cover the ground tracks of all preceding nadir missions,
720 such as ENVISAT/SARAL ground track, T/P – Jason2 ground track or ground tracks of the impending

721 ESA SENTINEL-3 satellites. This SWOT mission will also provide local slopes together with heights.
722 Expectations of this mission are that it will improve the present results by providing actual slopes instead
723 of the interpolated or mean monthly slopes used in current missions.

724

725

726 **Acknowledgments**

727 The authors would like to thank the Brazilian scientific committee CAPES and the French Space agency
728 CNES for financial support, the Brazilian CPRM for collecting and providing discharge data in the frame of
729 the CPRM/IRD project “Dinamica Fluvial” and the CTOH/LEGOS Observation System for maintaining the
730 altimetric database. The authors are also very grateful to the students of the RHASA laboratory of UEA in
731 Manaus who participated in the computation of the thousand time series from satellite altimetry. Insitu
732 discharge data was obtained from the ANA Hidroweb website (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). The other
733 datasets are all part of the co-author’s work. We wish to thank the anonymous reviewers who helped us to
734 improve this manuscript.

735

736 **References**

737

738 Alsdorf, D., Rodriguez, E., Lettenmaier, D.P. (2007). Measuring surface water from space. *Reviews of*
739 *Geophysics*, DOI: 10.1029/2006RG000197.

740

741 Barrett, E.(1998). Satellite remote sensing in hydrometry. *Hydrometry: Principles and Practices*. 2nd
742 edition, John Wiley and Sons, Chichester, pp. 199-224

743

744 Birkett, C.M., Mertes, L.A.K., Dunne, T., Costa, M.H. and Jasinski, M.J. (2002). Surface water dynamics
745 in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research* 107: doi:
746 10.1029/2001JD000609. issn: 0148-0227

747

748 Birkinshaw, S. J., Moore, P., Kilsby, C., O'Donnell, G. M., Hardy, A., Berry, P. A. M. (2014). Daily
749 discharge estimation at ungauged river sites using remote sensing. *Hydrological Processes* 28 (3).
750

751 Birkinshaw, S. J., O'Donnell, G. M., Moore, P., Kilsby, C. G., Fowler, H. J., Berry, P. A. M. (2010).
752 Using satellite altimetry data to augment flow estimation techniques on the mekong river. *Hydrological*
753 *Processes* 24 (26), 3811-3825.
754

755 Bjerklie D.M., Dingman S.L., Vorosmarty C.J., Bolster C.H., Congalton R.G. (2003). Evaluating the
756 potential for measuring river discharge from space. *Journal of Hydrology* 278:17–38.
757

758 Calmant, S., & Seyler, F. (2006). Continental surface water from satellite altimetry. *Comptes rendus*
759 *Geosciences*, v. 338, n. 14-15, 1113-1122 pp. DOI: 10.1029/2001JD000609.
760

761 Calmant, S., Seyler, F., and Cretaux, J.F. (2008). Monitoring Continental Surface Waters by Satellite
762 Altimetry, *Surv. Geophys.*, 29, 247–269.
763

764 Calmant, S., Santos da Silva, J., Medeiros Moreira, D., Seyler, F., Shum, C.K., Crétaux, J-F., Gabalda, G.
765 (2012). Detection of ENVISAT RA2 / ICE-1 retracked Radar Altimetry Bias over the Amazon Basin
766 Rivers using GPS, *Advances in Space Research*, doi: 10.1016/j.asr.2012.07.033.
767

768 Chow, V.T. (1959). *Open-channel hydraulics*. McGraw- Hill Book Co., 680 p.
769

770 Chow, V.T., Maidment, D.R. & Mays, L.W. (1988). *Applied Hydrology*. McgrawHill Book Company,
771 New York, 572p.
772

773 Clarke, R.T. (1999). Uncertainty in the estimation of mean annual flood due to rating-curve indefinision.
774 *Journal of Hydrology*, 222(1-4):185–190.
775

776 Clarke, R.T., Mendiondo, E.M., and Brusa, L.C. (2000). Uncertainties in mean discharges from two large
777 South American rivers due to rating curve variability. *Hydrological Sciences Journal*, 45(2):221–236.
778

779 Collischonn, W., Allasia, D.G., Silva, B.C., and Tucci, C.E.M. (2007). The MGB-IPH model for large-
780 scale rainfall-runoff modeling, *Hydrolog. Sci. J.*, 52, 878–895.
781

782 Dingman, S.L. and Bjerklie, D.M. (2005). Hydrological Application of Remote Sensing: Surface fluxes
783 and other derived variables - river discharge, in *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M.G. Anderson,
784 ed.-in-chief, New York: John Wiley and Sons.
785

786 Durand, M., Neal, J., Rodríguez, E., Andreadis, K. M., Smith, L. C., and Yoon, Y. (2014). Estimating
787 reach-averaged discharge for the River Severn from measurements of river water surface elevation and
788 slope. *Journal of Hydrology*, 511, 92-104, doi:10.1016/j.hydrol.2013.12.050.
789

790 Farr, T. G., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Rosen,
791 P., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Burbank, D., Oskin, M., and
792 Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004,
793 doi:10.1029/2005RG000183.
794

795 Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F., Cazenave, A. (2006). Preliminary results of Envisat
796 RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment* 100, 252–
797 264, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.027>.
798

799 Garambois, P.-A., and Monnier, J. (2015). Inference of effective river properties from remotely sensed
800 observations of water surface. *Advances in Water Resources* 79, 103-120,
801 doi:10.1016/j.advwatres.2015.02.007.

802

803 Gelman, A. & Rubin, D.B. (1992). Inference from iterative simulation using multiple sequences. *Stat.Sci.*,
804 7, 457-472.

805

806 Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Roux, E., Calmant, S., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J., (2009).
807 Hydrological monitoring of large poorly gauged basins: a new approach based on spatial altimetry and
808 distributed rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology* 379, 205–219.
809 doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.049.

810

811 Getirana, A.C.V. & Peters-Lidard, C. (2013). Water discharge estimates from large radar altimetry data
812 sets in the Amazon basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 7591-7611, doi:10.5194/hessd-9-7591-
813 2013.

814

815 Gleason, C. J., and Smith, L. C. (2014). Toward global mapping of river discharge using satellite images
816 and at-many-stations hydraulic geometry. *PNAS*, 111(13), p4788-4791, doi:10.1073/pnas.1317606111.

817

818 Gleason, C. J., Smith, L. C., and Lee, J. (2015). Retrieval of river discharge solely from satellite imagery
819 and at-many-stations hydraulic geometry: Sensitivity to river form and optimization parameters. *Water*
820 *Resources Research*, 50(12), p9604-9619, doi:10.1002/2014WR016109.

821

822 Herschy, R. W. (1999). The evaluation of errors at flow measurement stations. *International Symposium*
823 *on Hydrometry, Koblenz, Germany*, IAHS Pub. N. 99, 109–131

824

825 ISO 1100-2, (1998). Measurement of liquid flow in open channels - Part 2: Determination of the stage-
826 discharge relation.
827

828 Jacon G. (1987). Jaugeage de l'Amazone à Obidos par les methods du bateau mobile et des « grands
829 fleuves ». *Hydrologie continentale* , 2(2), p117-126. ISSN : 0246-1528.
830

831 Jasinski, M.J., Birkett, C.M., Chinn, S., Costa, M.H. (2001). In: Abstract, NASA/NOAA GAPP and
832 hydrology Principal Investigadors Meeting, April 30-May, Potomac, MD.
833

834 Kalman, R.E. (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. *J. Basic Engineering*,
835 82 D, 35-45.
836

837 Kouraev, A.V., Zakharova, E.A., Samain, O., Mognard, N.M., and Cazennave, A. (2005). Ob' River
838 discharge from Topex-Poseidon satellite altimetry (1992-2002), *Remote Sens. Environ.*, 93, 238–245.
839

840 Lambie, J.C. (1978). Measurment of flow: velocity-area methods. In: *Hydrometry: Principles and*
841 *Practices.* (ed. by R.W. Herschy), Wiley, Chichester, West Sussex, UK.
842

843 Leon, J. G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M. P., Cauhope, M., Frappart, F., and Filizola, N. (2006).
844 Rating curves and estimation of average water depth at the Upper Negro River based on satellite altimeter
845 data and modelled discharges. *Journal of Hydrology*.
846

847 Manning R. (1891). On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions of the Institution of*
848 *Civil Engineers of Ireland*, 20, 161-207
849

850 McMillan, H., Freer, J., Pappenberger, F., Krueger, T. Clark, M.(2010). Impacts of uncertain river flow
851 data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions. *Hydrological Processes*,
852 24(10):1270–1284.

853

854 Meade, R.H., Rayol, J.M., da Conceição, S.C., Natividade, J.R.G. (1991). Backwater effects in the
855 Amazon River Basin of Brazil. *Environ. Geol. Water Sci.*, 18 (2), 105–114.

856

857 Michailovsky, C.I., McEnnis, S., Berry, P.A.M., Smith, R., and Bauer-Gottwein, P. (2012). River
858 monitoring from satellite radar altimetry in the Zambezi River basin, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16,
859 2181–2192, doi:10.5194/hess-16-2181-2012.

860

861 Moyeed, R.A. & Clarke, R.T. (2005). The use of Bayesian methods for fitting rating curves, with case
862 studies. *Advances in Water Resources*, 28:807–818.

863

864 Nash, J. & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion
865 of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.

866

867 Paiva, R. C. D., Collischonn, W., and Tucci, C.E.M. (2011). Large scale hydrologic and hydrodynamic
868 modeling using limited data and a GIS based approach, *J. Hydrol.*, 406, 170–181.

869

870 Paiva, R.C.D., Collischonn, W., and Buarque, D.C. (2012). Validation of a full hydrodynamic model for
871 large scale hydrologic modelling in the Amazon, *Hydrol. Processes*, doi:10.1002/hyp.8425.

872

873 Paiva, R.C.D., Buarque, D.C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., and Mendes
874 C.A.B. (2013). Largescale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, *Water*
875 *Resour. Res.*, 49, 1226–1243, doi:10.1002/wrcr.20067

876 Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., de Gonçalves, L. G. G., Calmant, S., Getirana, A., and
877 Santos da Silva, J. (2013). Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-
878 hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2929-2946,
879 doi:10.5194/hess-17-2929-2013.

880

881 Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., and Factor, J.K. (2012). The development and evaluation of
882 the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *J. Geophys. Res.*, 117, B04406,
883 doi:10.1029/2011JB008916.

884

885 Petersen-Overleir, A. & Reitan, T. (2005). Objective Segmentation in Compound Rating Curves. *Journal*
886 *of Hydrology*, Volume 311, Issues 1-4, Pages 188-201.

887

888 Potter, K.W., and Walker, J.F. (1985). An Empirical Study of Flood Measurement Error, *Water Resour.*
889 *Res.*, 21(3), 403–406, doi:10.1029/WR021i003p00403.

890

891 Rantz, S. E., et al. (1982). Measurement and computation of streamflow, Volume 1, Measurement of
892 Stage and Discharge. *U. S. Geological Survey Water Supply Paper* 2175, 284 p.

893

894 Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O.C., Cochonneau, G., Mansur, W.J. (2010).
895 Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions.
896 *Remote Sensing of Environment*, 114, 10, 2160-2181.

897

898 Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Lee, H. Shum, C.K. (2012). Mapping of the Extreme Stage
899 variations using ENVISAT altimetry in the Amazon basin Rivers, *Int. Water Techn. J.*,2-1.

900

901 Santos da Silva, J., S. Calmant, F. Seyler, D. Medeiros Moreira, D. Oliveira et A. Monteiro (2014). Radar
902 Altimetry aids Managing gauge networks, *Water Resources Management*, 28 (3), p.587-603. ISSN 0920-
903 4741.

904

905 Seyler, F., Calmant, S., Santos da Silva, J., Medeiros Moreira, D., Mercier, F., Shum, C.K. (2012). From
906 TOPEX/Poseidon to Jason-2/OSTM in the Amazon basin, *Advances in Space Research*, doi:
907 10.1016/j.asr.2012.11.002.

908

909 Tarpanelli, A., Barbetta, S., Brocca, L., Moramarco, T. (2013). River discharge estimation by using
910 altimetry data and simplified flood routing modeling. *Remote Sensing* 5 (9), 4145-4162.

911

912 Tomasella, J., Borma, L.S., Marengo, J.A., Rodriguez, D.A., Cuartas, L.A., Nobre, C.A., Prado, M.C.R.
913 (2010). The droughts of 1996-97 and 2004-05 in Amazonia: Hydrological response in the river main-
914 stem. *Hydrological Processes*.

915

916 Vrugt, J.A., Gupta, H.V., Bouten, W., Sorooshian, S. (2003). A Shuffled Complex Evolution Metropolis
917 algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model Parameters. *Water Resources*
918 *Research*. 39 (8), 1201.

919

920 Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J. and Lammers, R.B. 2000. Global water resources: vulnerability
921 from climate change and population growth. *Science* 289 284–8.

922

923 Zakharova E.A., Kouraev A.V., Cazenave A., Seyler F. (2006). Amazon River discharge estimated from
924 TOPEX/Poseidon altimetry. *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 338, Issue 3, Pages 188-196.

925

926 FIGURE CAPTIONS:

927

928 Figure 1: Locations of the 920 virtual stations used in this study across the Amazon basin. Main river
929 streams are the blue line and limits of the Amazon basin are the black line). ENVISAT virtual stations are
930 identified by a green circle while those of Jason-2 are blue. The six test virtual stations are black triangles,
931 and the intersection of ENVISAT pass 908 with the Purus River is illustrated by a black circle.

932 Figure 2: Scatter plot showing the evolution of the populations of parameter set a , b and Z_0 in the entire
933 range of possible values (a) and in a narrower one permitting a better visualization (b). Grey dots are the
934 populations 1 to 2499 and black dots are the populations after 2500 iterations. Upper half is the a
935 parameter against the Z_0 parameter. Lower left is the a parameter against the b parameter and lower right
936 is the b parameter against the Z_0 parameter.

937 Figure 3: Scale reduction factor (SR) of each of the test virtual stations drawn for the first 5000 iterations:
938 (a) is for Iriiri River's VS, (b) is for Jurua River's VS, (c) is for Ucayali River's VS, (d) is for Solimões
939 River's VS, (e) is for Japura River's VS and (f) is for Negro River's VS. Continuous grey line is SR for
940 the a parameter, dashed grey line is SR of the "b" parameter and dashed black line is SR for the Z_0
941 parameter.

942 Figure 4: Stage/discharge relationships for the six test virtual stations: (a) Iriiri_592_03 (b) Jurua_708_02
943 (c) Ucayali_336_03 (d) Solimões_106_01 (e) Japura_794_01 and (f) Negro_693_01. Red crosses stand
944 for water elevations vs MGB discharges pairs. The best fit rating curve is a black line and dashed grey
945 lines border the 95% confidence interval.

946 Figure 5: Spatial distribution of the a coefficient (a) and spatial distribution of the b coefficient (b) after
947 the rating curve optimization process. Values are identified by color codes, red being the lowest, orange
948 and yellow are intermediate, and green represents the highest values. Values range from zero to 1000 for
949 a and 1 to 3 for b , as explained in the text.

950 Figure 6: Cease-to-flow parameter in meters (a) and calculated mean water depth in meters (b) for the 920
951 virtual stations used in this study. The mean depth was estimated from the mean altimetric height and the

952 Z_0 parameter at each VS. Higher values of Z_0 are in red while lower values are in green. Higher mean
953 depths are in dark blue and lower depths are in light blue.

954 Figure 7: Hydrographs for the 6 virtual stations shown in Figure 1, namely: (a) Iriri_592_03 (b)
955 Jurua_708_02 (c) Ucayali_336_03 (d) Solimões_106_01 (e) Japura_794_01 and (f) Negro_693_01
956 virtual stations. MGB discharges at dates with altimetric data are represented by a red line, and rated
957 discharges from altimetric data and rating curve are represented by a black line.

958 Figure 8: Rating curve (a) and hydrograph (b) for the virtual station located near to Seringal Fortaleza
959 gauge and defined by crossings of the Purus River and ENVISAT pass 908. In (a) are represented the
960 MGB discharge / altimetric height pairs used as input for rating curve calculation (red crosses) together
961 with the best fit rating curve (black continuous line) and the 95% confidence interval (dashed line)
962 obtained after the optimization process presented in this paper. In (b) the corresponding hydrograph is
963 presented, showing the in-situ discharge from Seringal Fortaleza provided by ANA (red line), the MGB
964 discharge (black line), and the rated discharge (dots), together with the associated 95% confidence
965 interval (grey).

966 Figure 9: Hydrograph from a crossing of ENVISAT pass 106 and the Negro River near Paricatuba
967 showing MGB discharges by a red line, the rated discharges from experiment 1 (without considering
968 slope) in light grey, the rated discharges for experiment 2 (slope included with exponent fixed at 0.5) in
969 dark grey and rated discharge for experiment 3 (slope included with variable exponent) in black. ADCP
970 measurements at Paricatuba are represented by yellow triangles, and rated discharges for 2009 and 2010
971 from ENVISAT heights are given in black broken line.

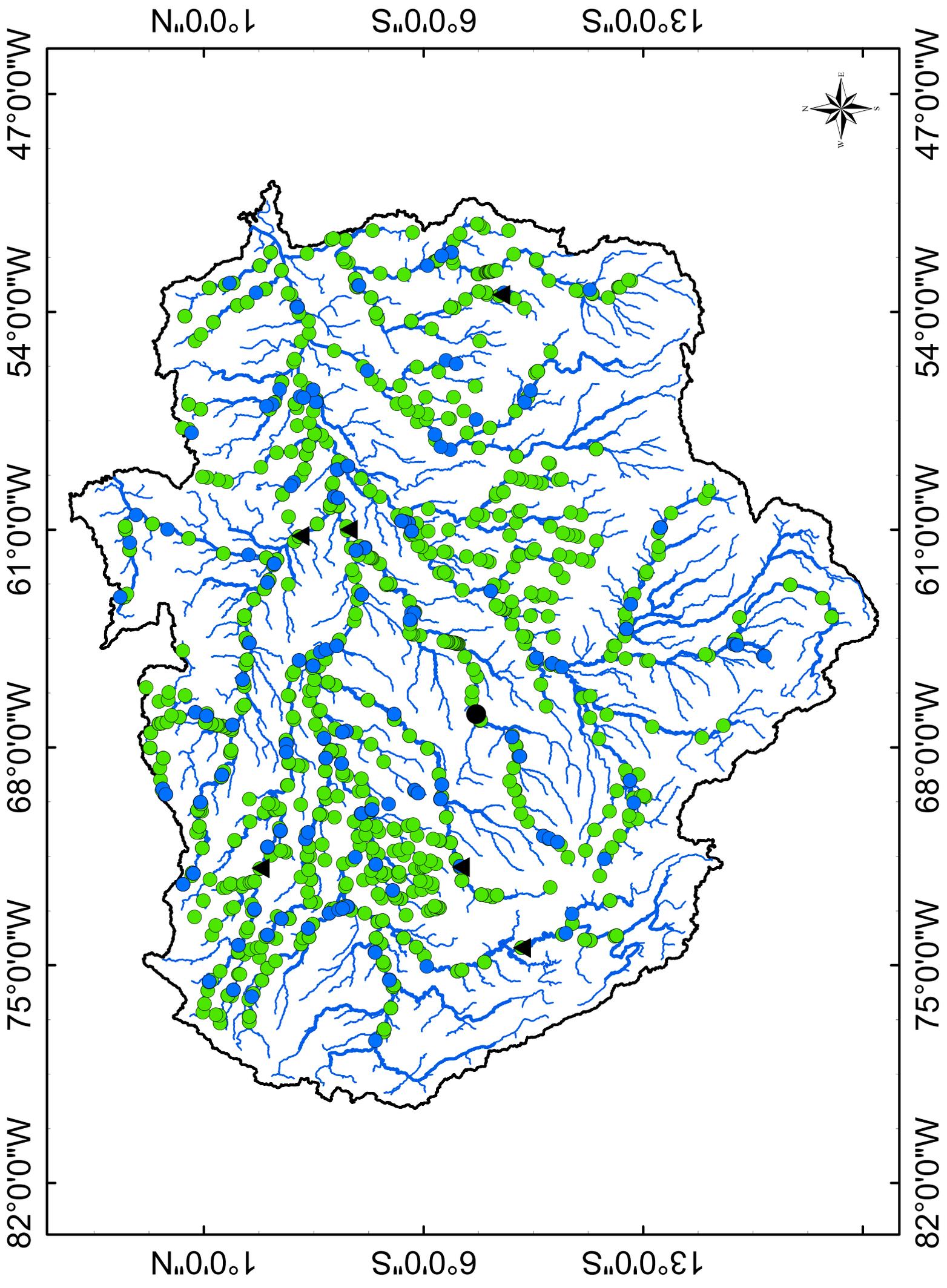
972 Figure 10: Rating curve calibration using slope temporal variability. Left half: scatter plot showing MGB
973 discharge and altimetric height pairs in red triangles; the pairs obtained after optimization without
974 inclusion of slope in the rating curve equation in black and white triangles (experiment 1); the pairs
975 obtained considering the monthly variable slope in green triangles (experiment 3); and the ADCP
976 measurements at Paricatuba in yellow triangles. Right half: mean monthly slope calculated from

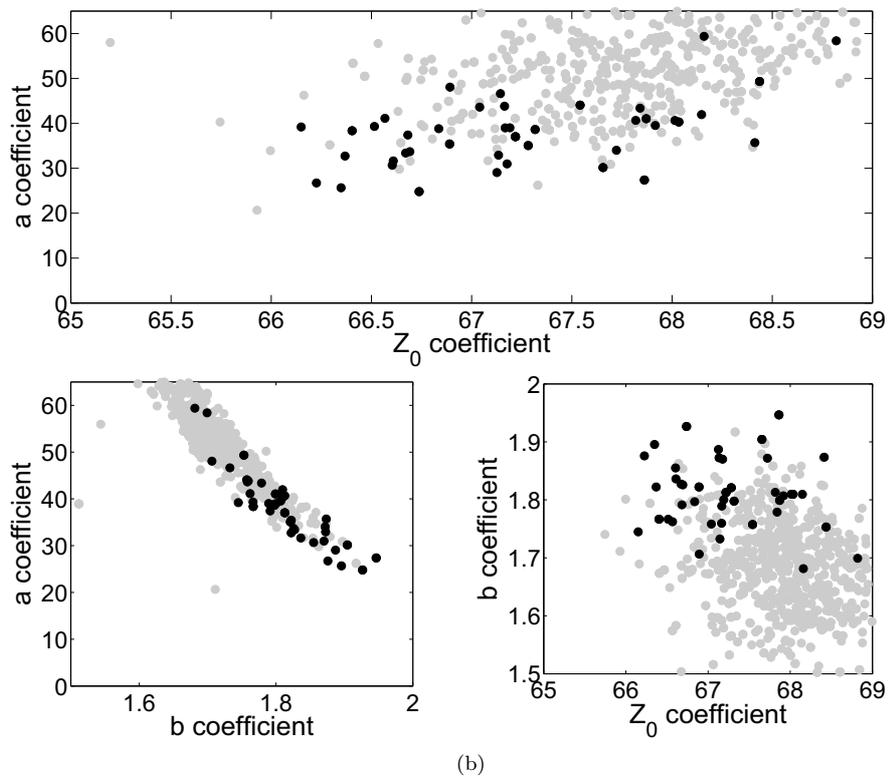
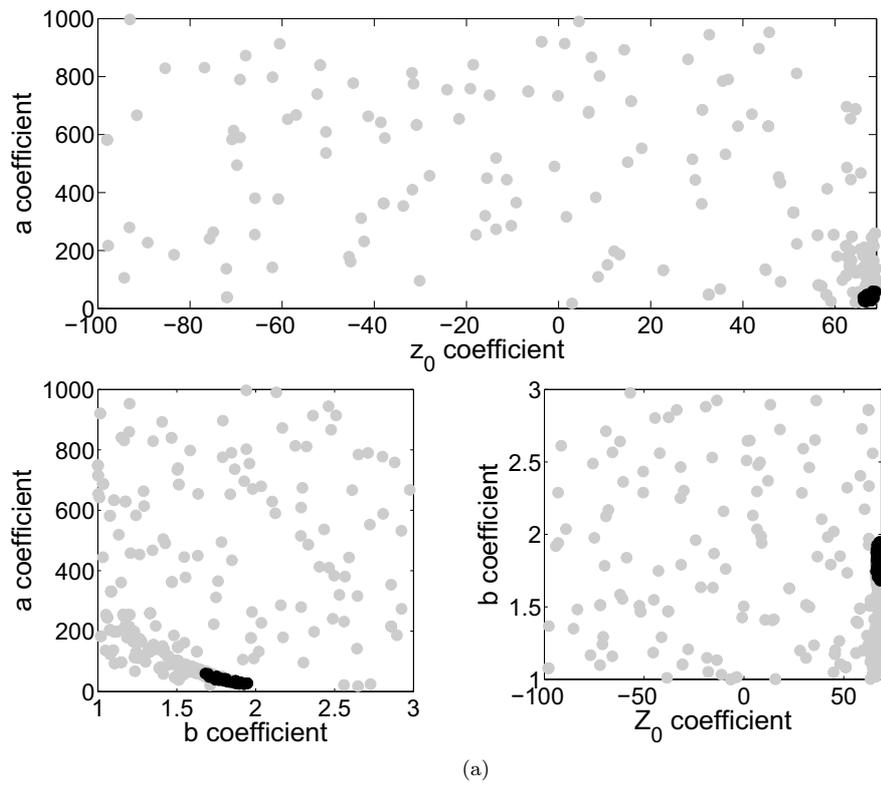
977 ENVISAT heights for the years 2002 to 2009. Note that the slope during low waters is almost ten times
978 smaller than slope during high waters.

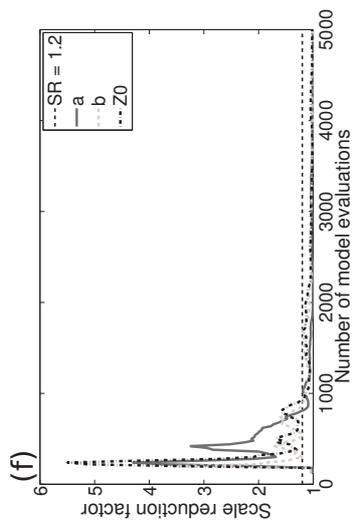
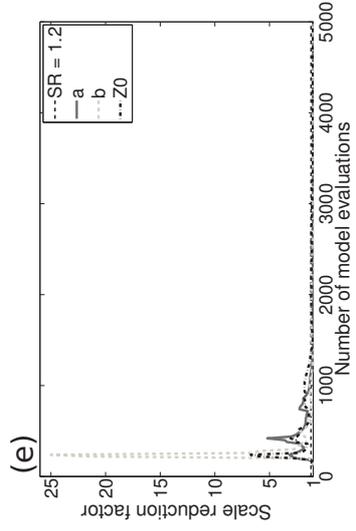
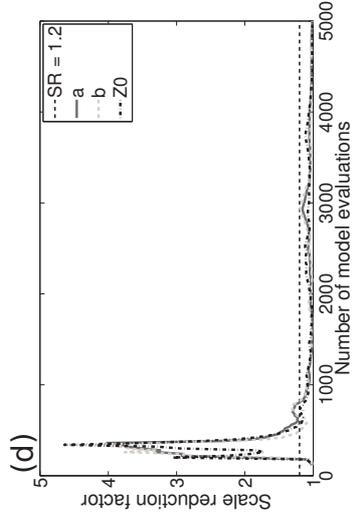
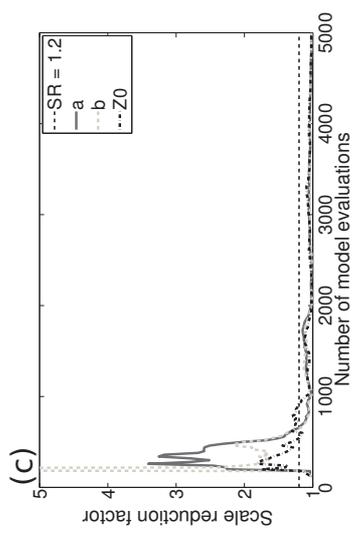
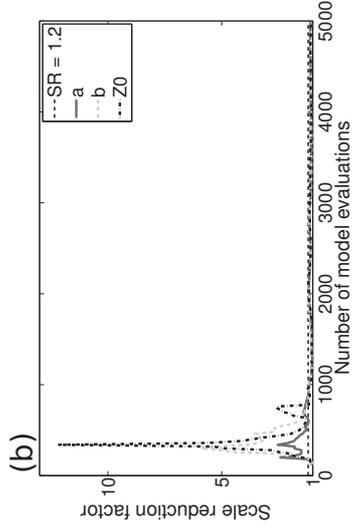
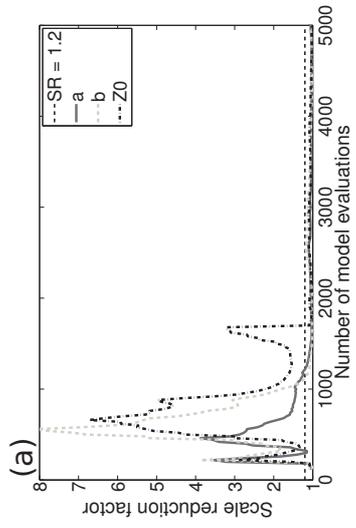
979 Figure 11: Time series of water depths at four gauge stations along the Madeira River: Nova Olinda do
980 Norte (a), Manicoré (b), Porto Velho (c) and Abunã (d). Red line is the observed depth, black broken line
981 is depth estimated by the MGB-IPH model at the nearest section, and black dots are depths estimated
982 from altimetric height series at crossings in the vicinity of the gauge, and the Z_0 parameter of their
983 corresponding rating curve.

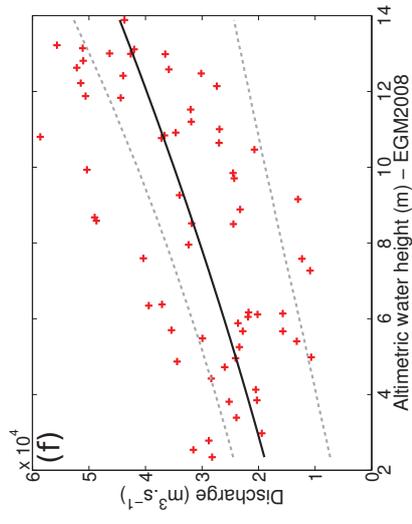
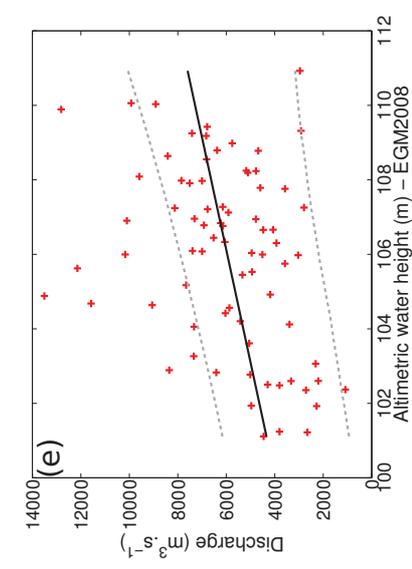
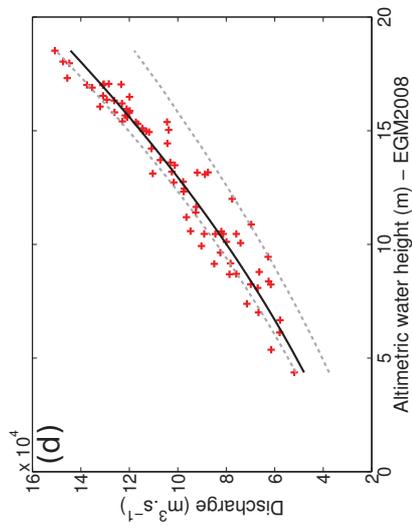
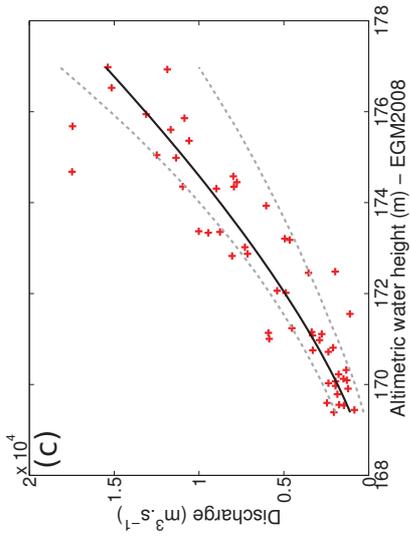
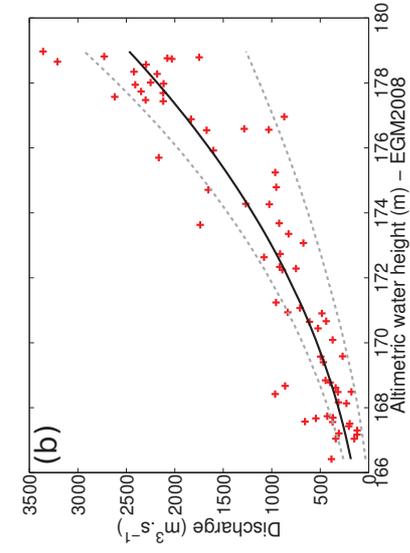
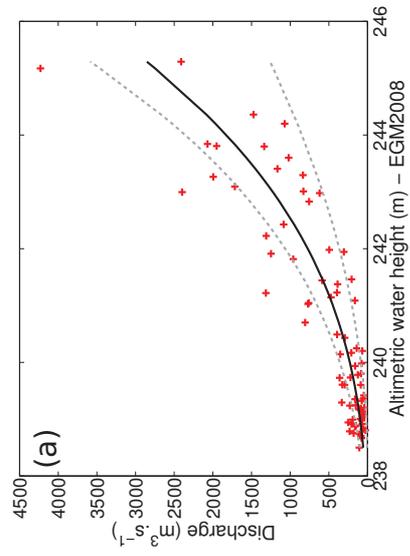
984 Figure 12: Comparison of water depths on a reach of the Purus River from different sources near Seringal
985 Fortaleza. Red line is depth taken from Seringal Fortaleza gauge. Black dots filled in green are depths
986 calculated from the altimetry stages from ENVISAT pass 908 intersection with Purus River and rating
987 curve Z_0 parameter, blue line is MGB depths at nearest section. The gray area limits are the upstream
988 Boca do Acre gauge (lower limit) and downstream Labrea gauge (upper limit) depths taken from ANA.

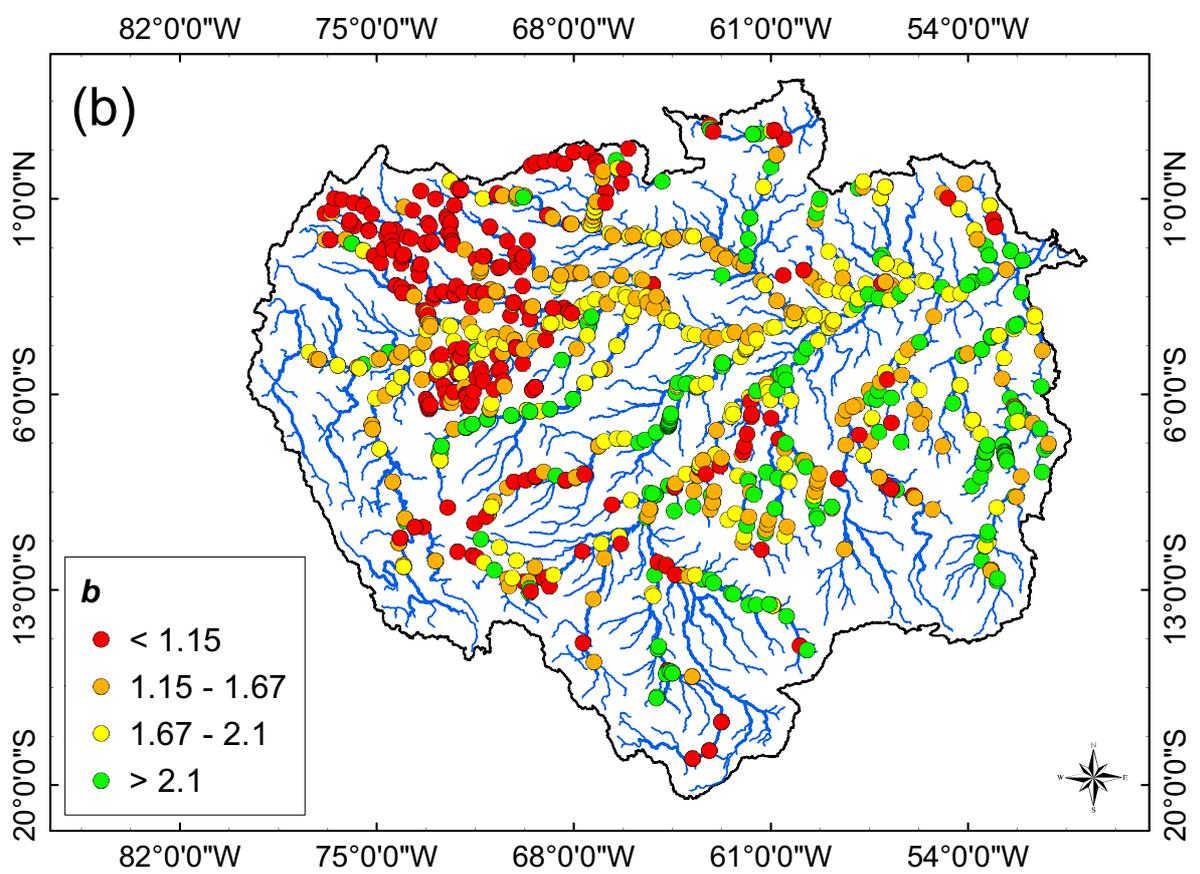
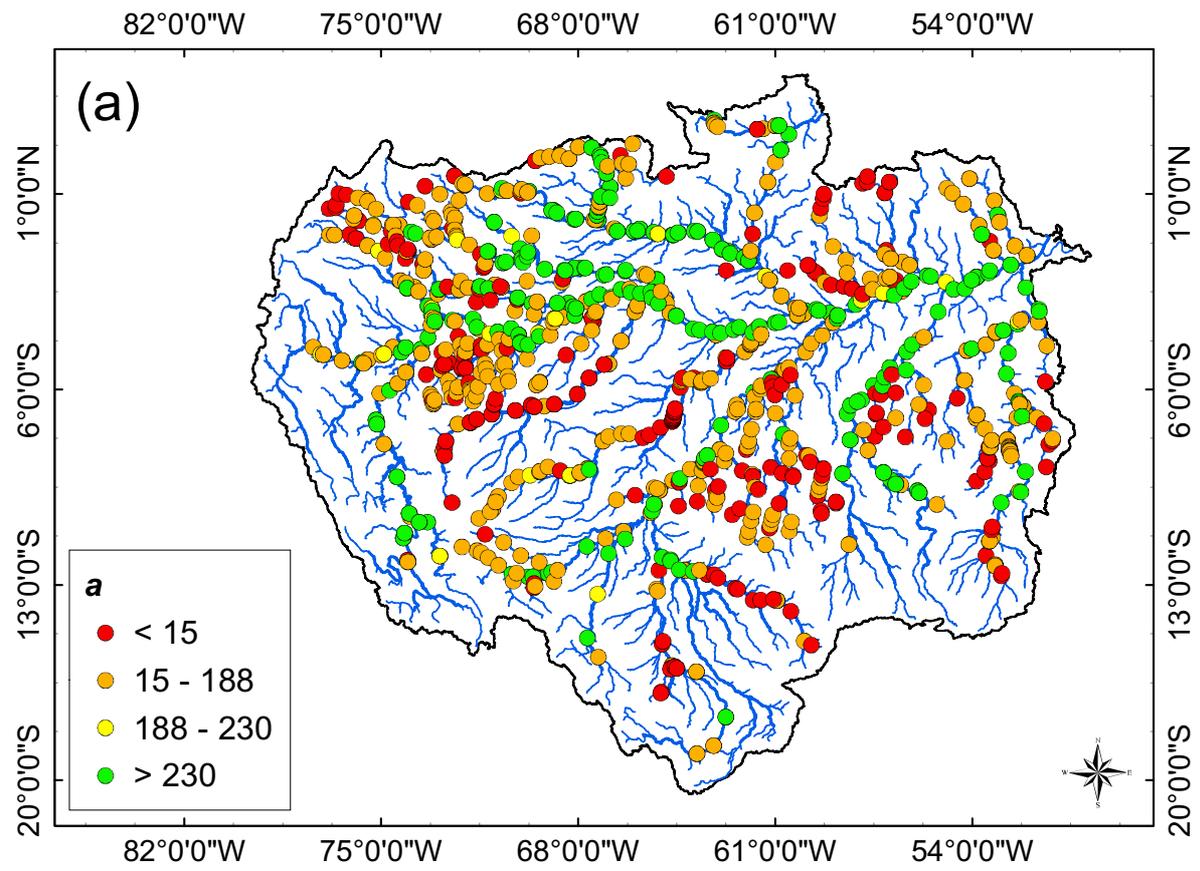
989 Figure 13: Hydrograph showing the rated discharges from our rating curve and multi-mission altimetry at
990 ENVISAT pass 908 crossing with the Madeira River. Red line is in situ discharge at Manicoré gauge
991 stations calculated from stage observations and ANA's polynomial equation. Blue stars are three ADCP
992 measurements taken from ORE-HybAm (www.ore-hybam.org).

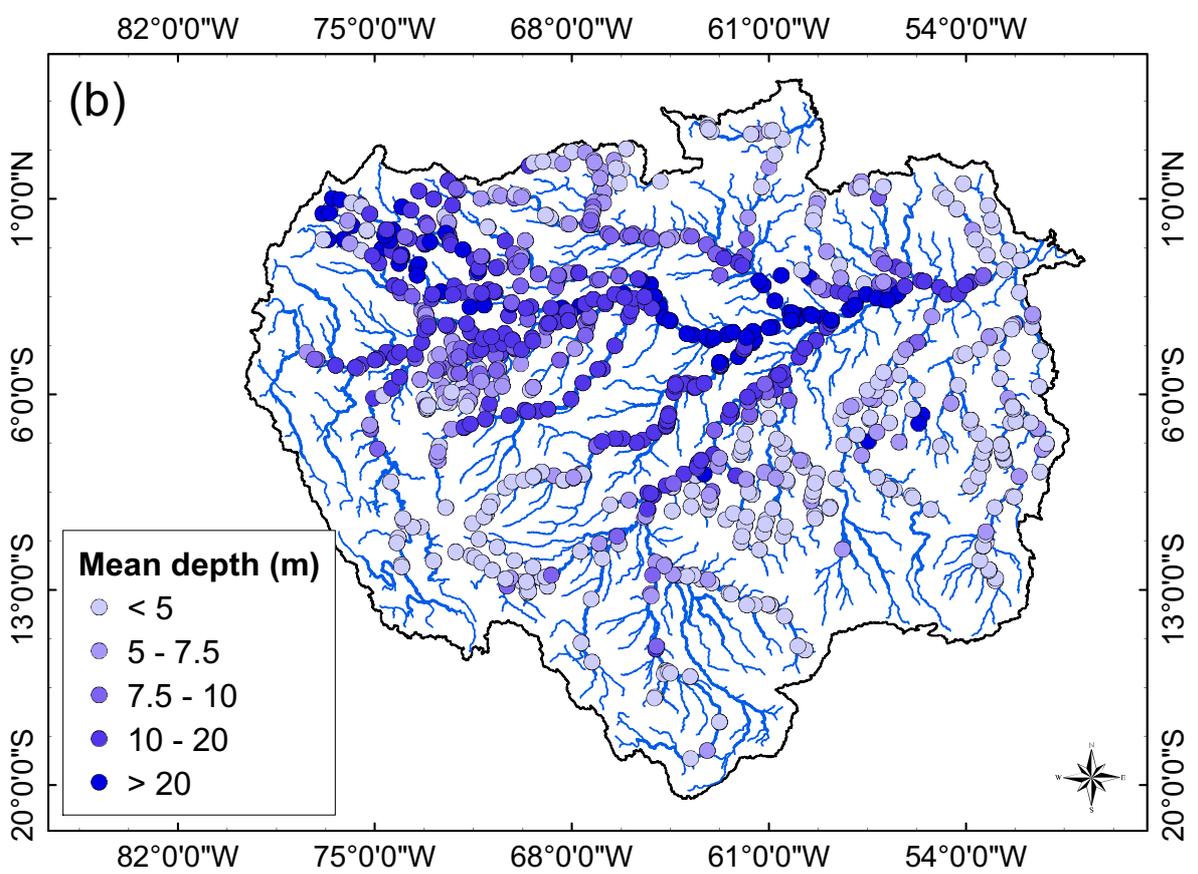
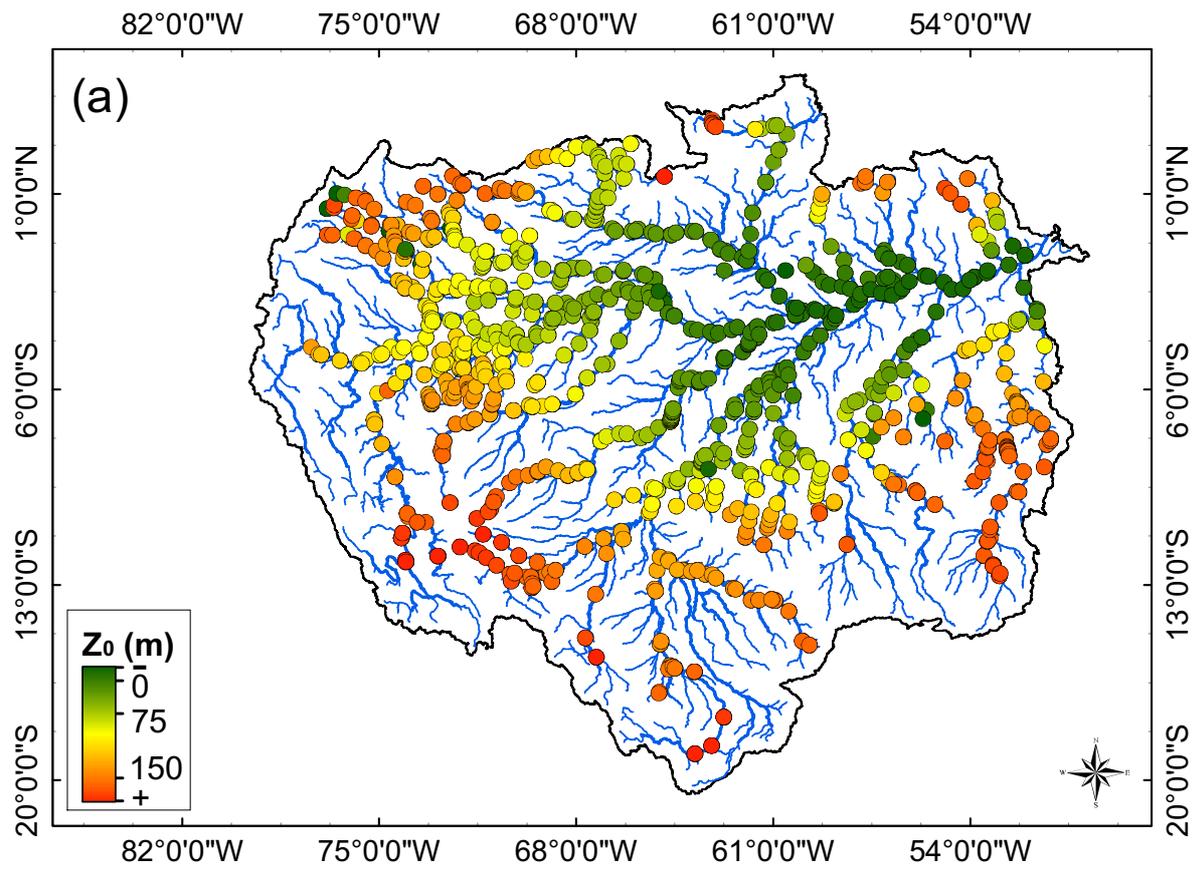


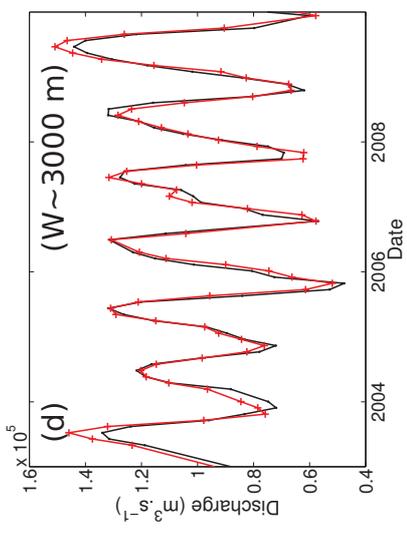
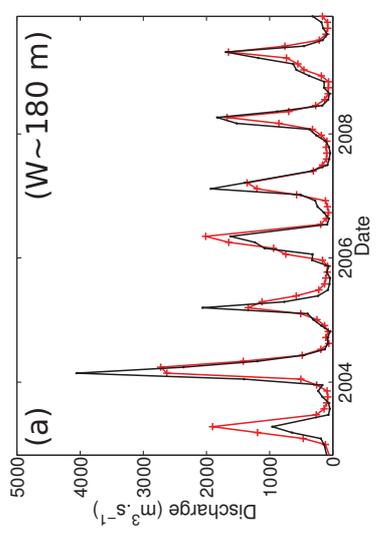
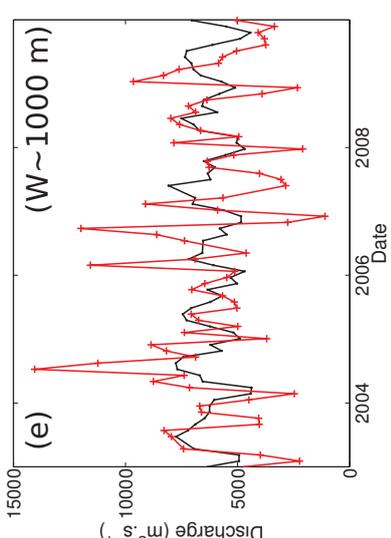
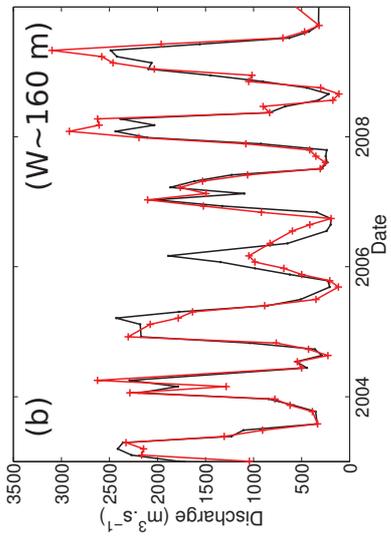
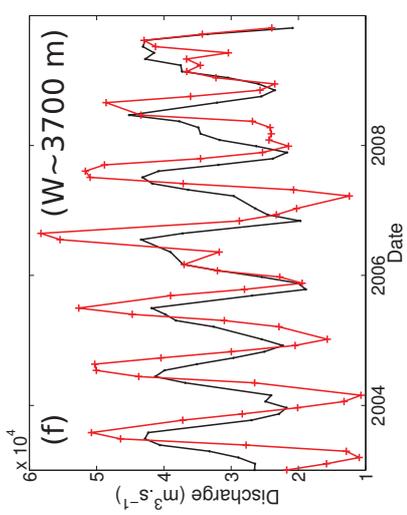
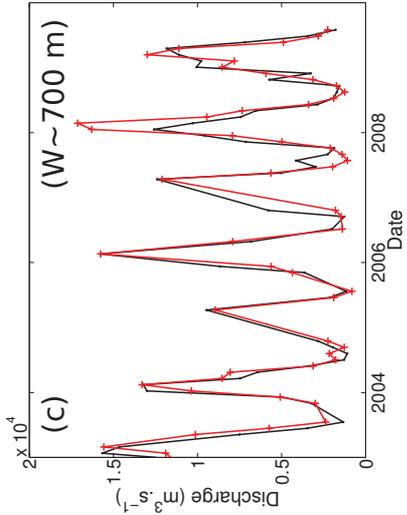


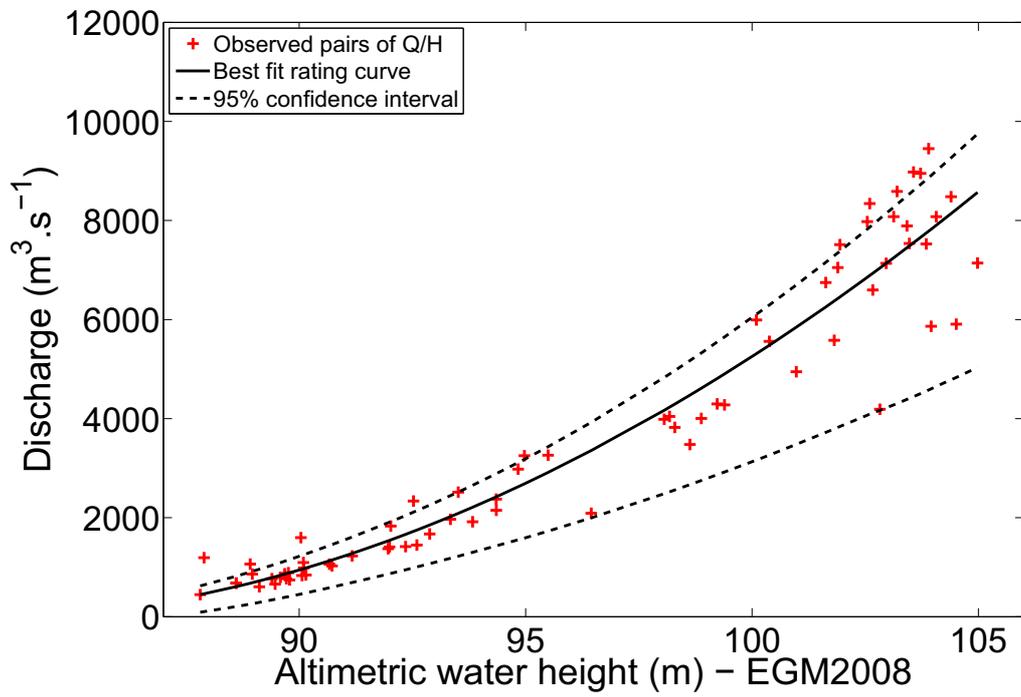




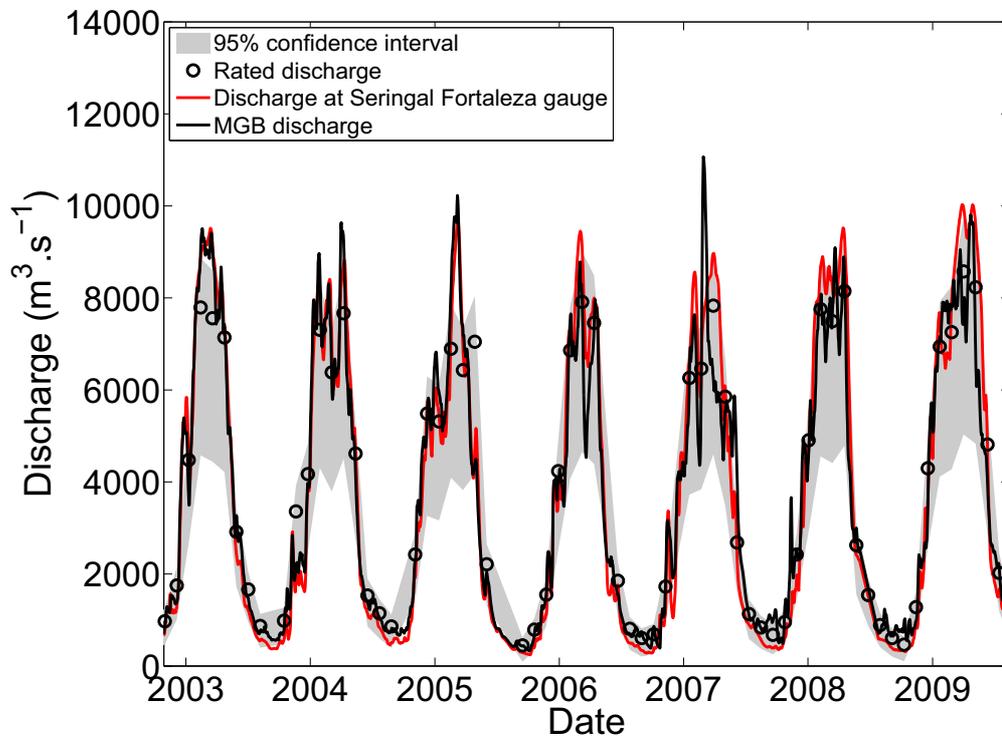




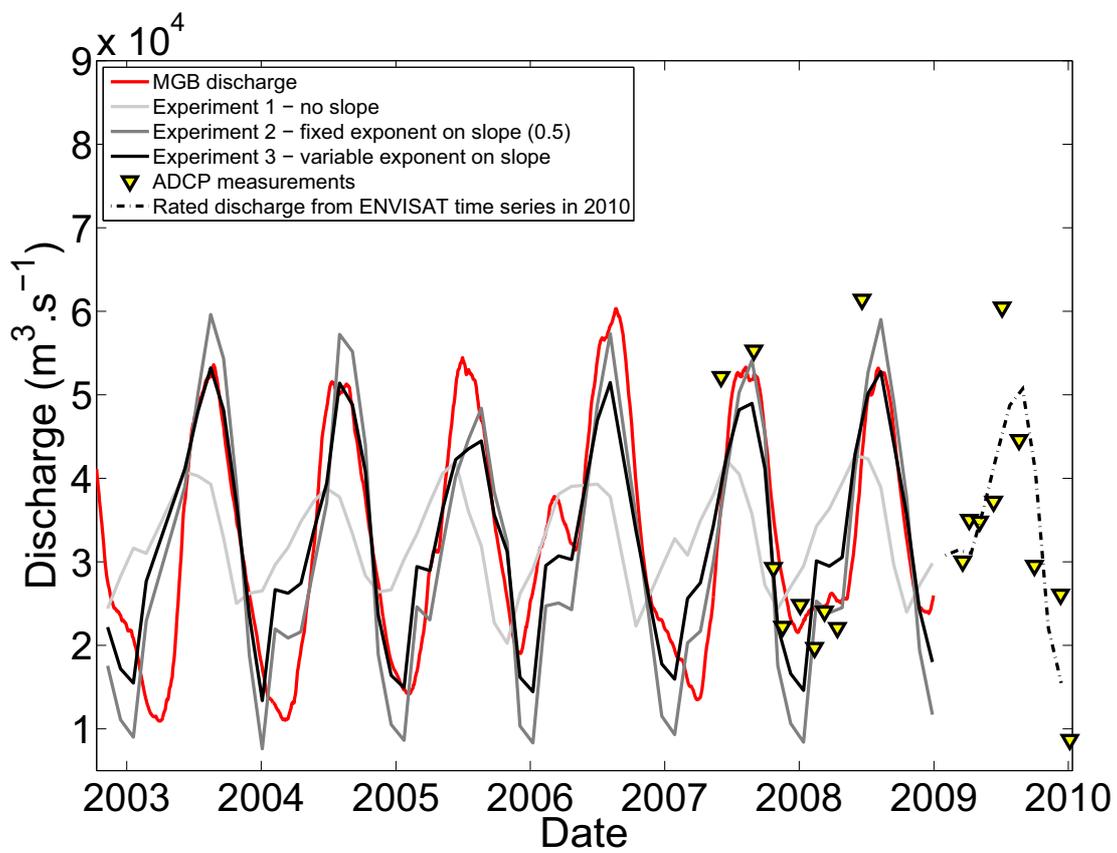


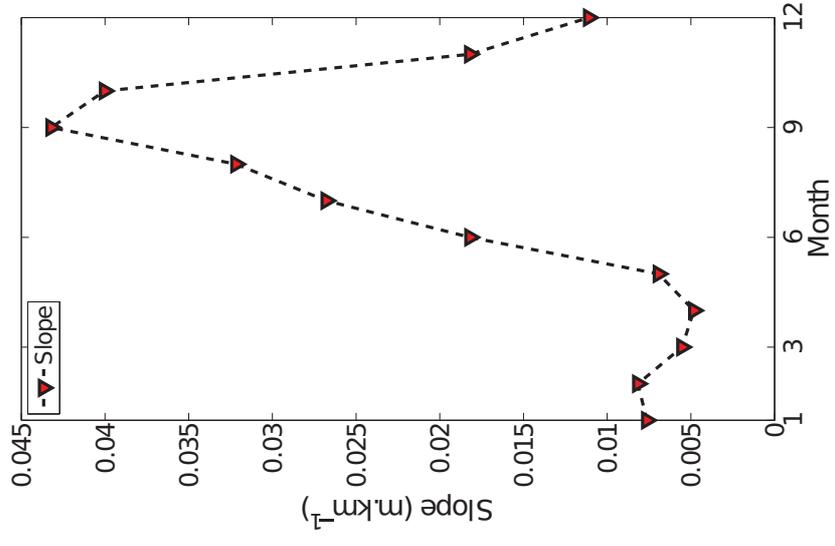
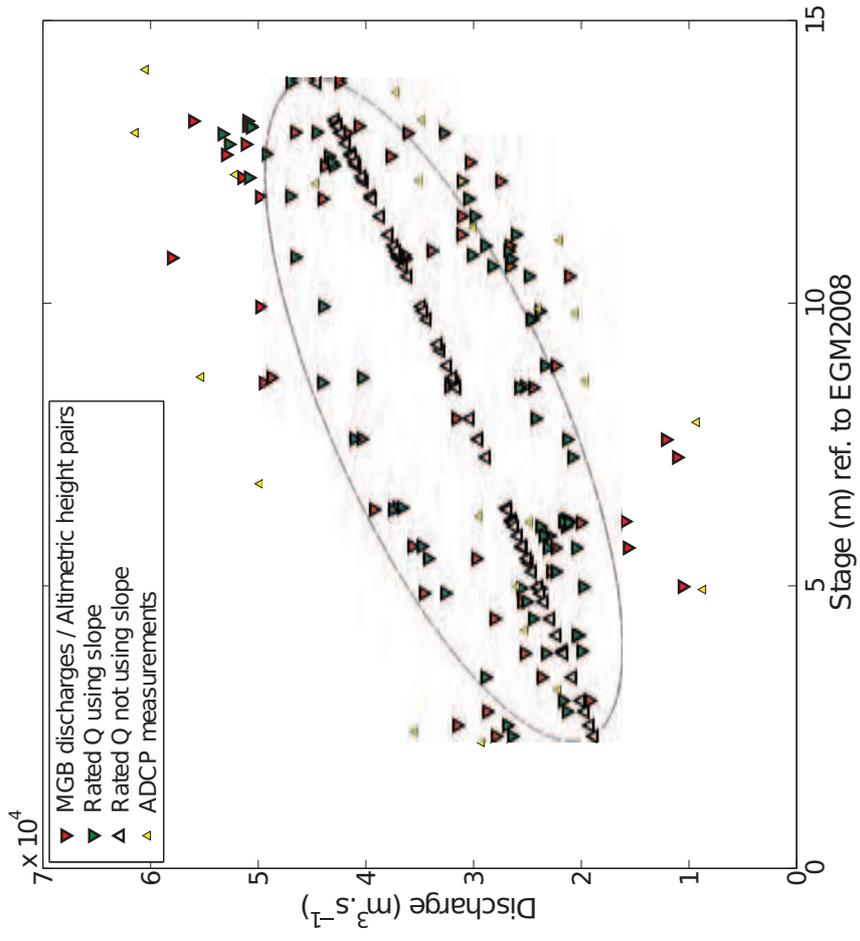


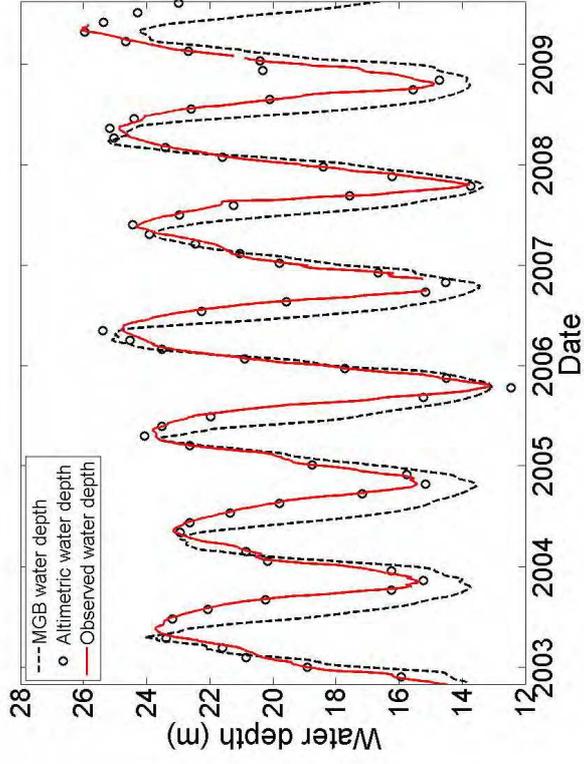
(a)



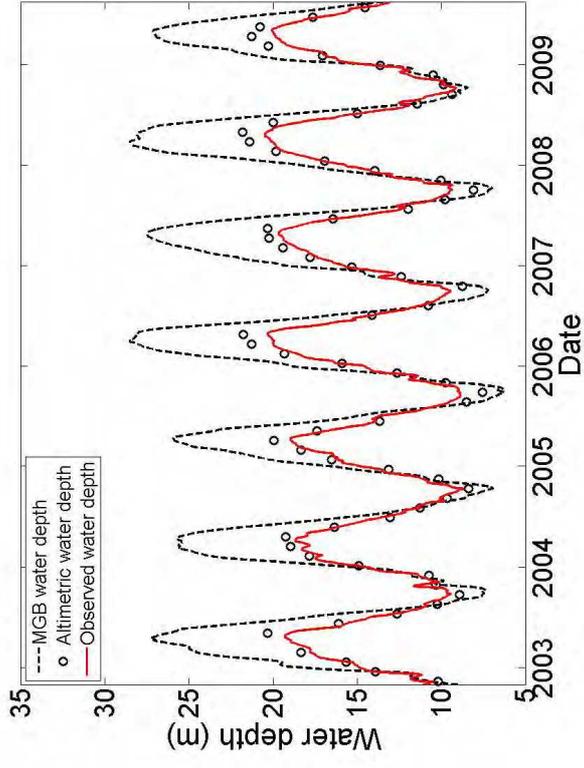
(b)



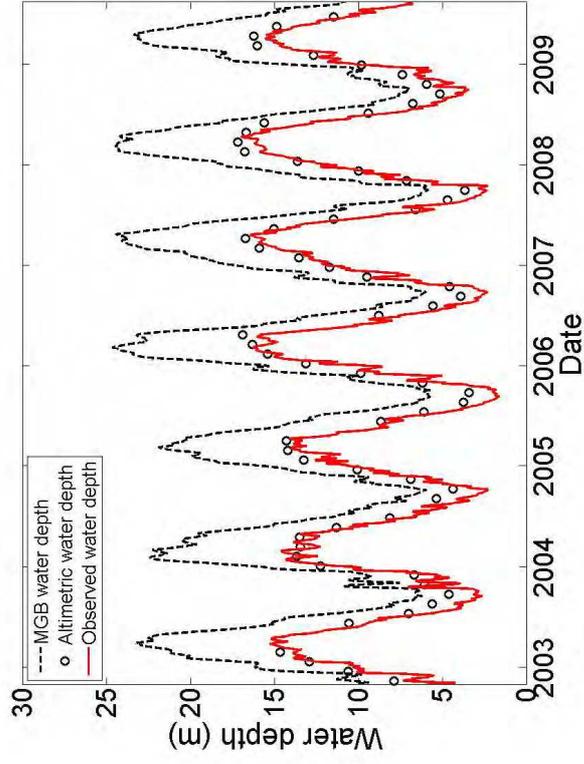




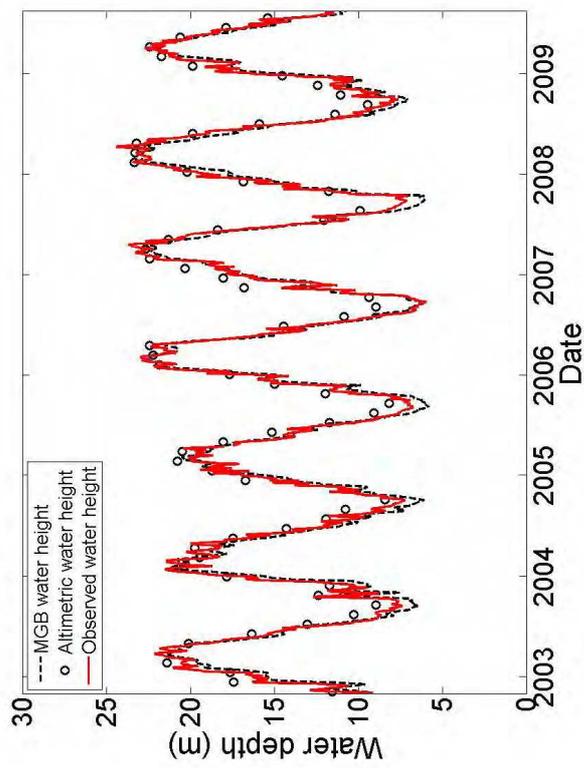
(a)



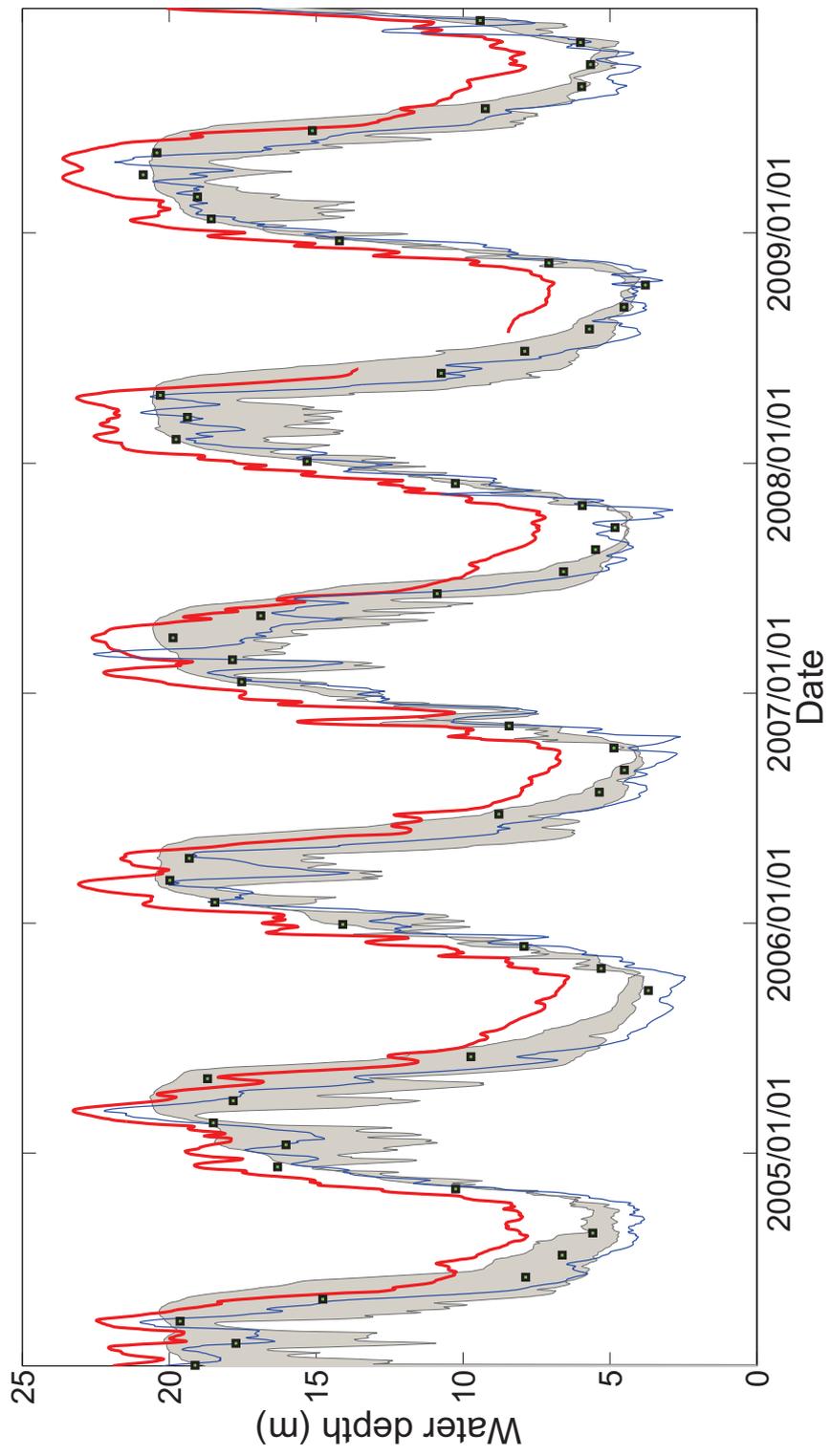
(b)

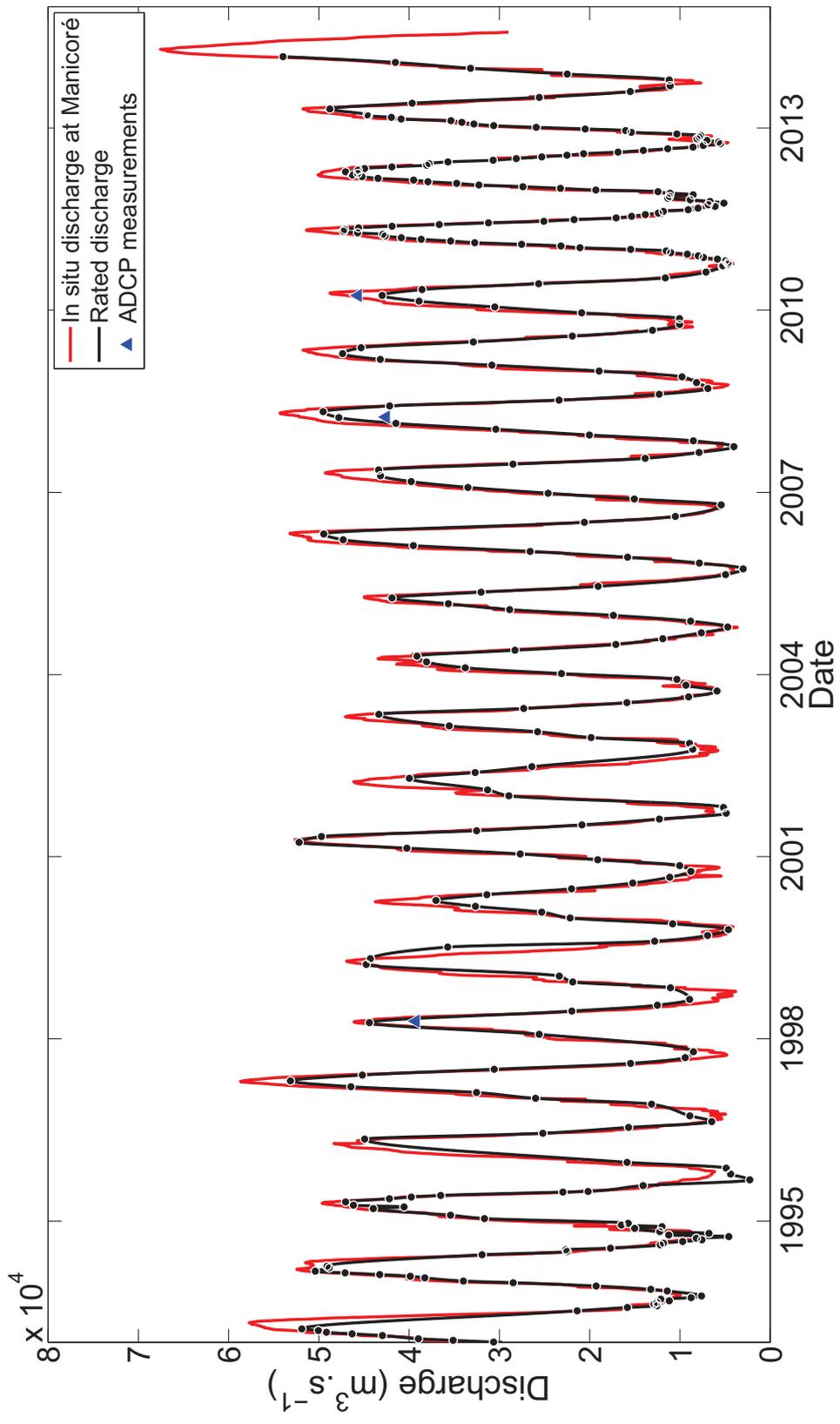


(c)



(d)





C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien

Cette annexe illustre, au travers d'impressions d'écran, le fonctionnement du programme que nous avons développé. L'interfaçage a été fait via un GUI MATLAB qui permet le chargement de la base de données, la visualisation des CT et des séries de débits associées, ainsi que la mise à jour des séries temporelles de débits, la visualisation simultanée des débits MGB et la détermination de nouvelles CT (en développement).

C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien



FIGURE C.1. – Page d'accueil et chargement de la base de données de CT

C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien

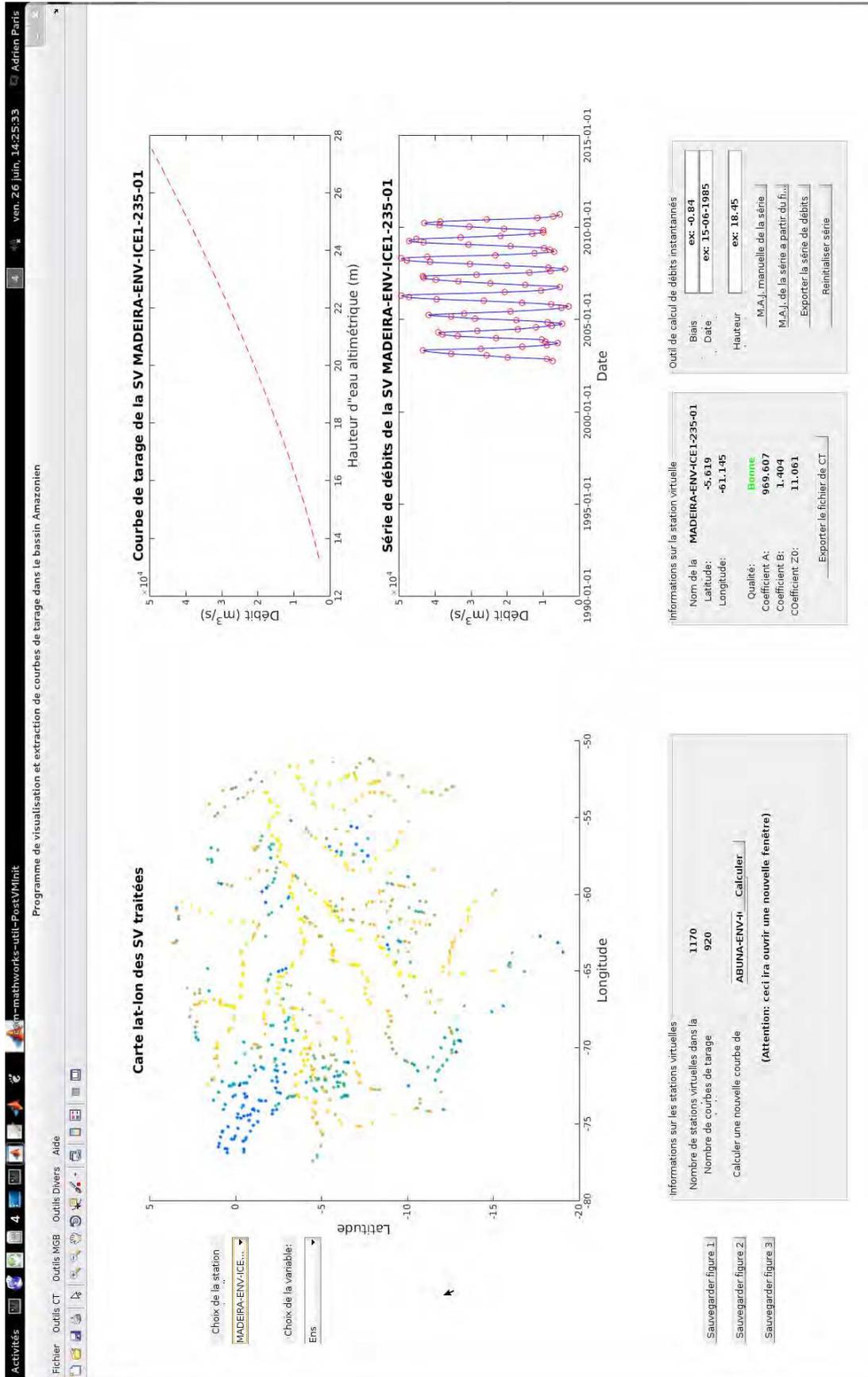


FIGURE C.2. – Écran principal : Carte Lat./Long. des SV traitées (cadrant de gauche) et visualisation d'une SV au choix (cadrant de droite)

C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien

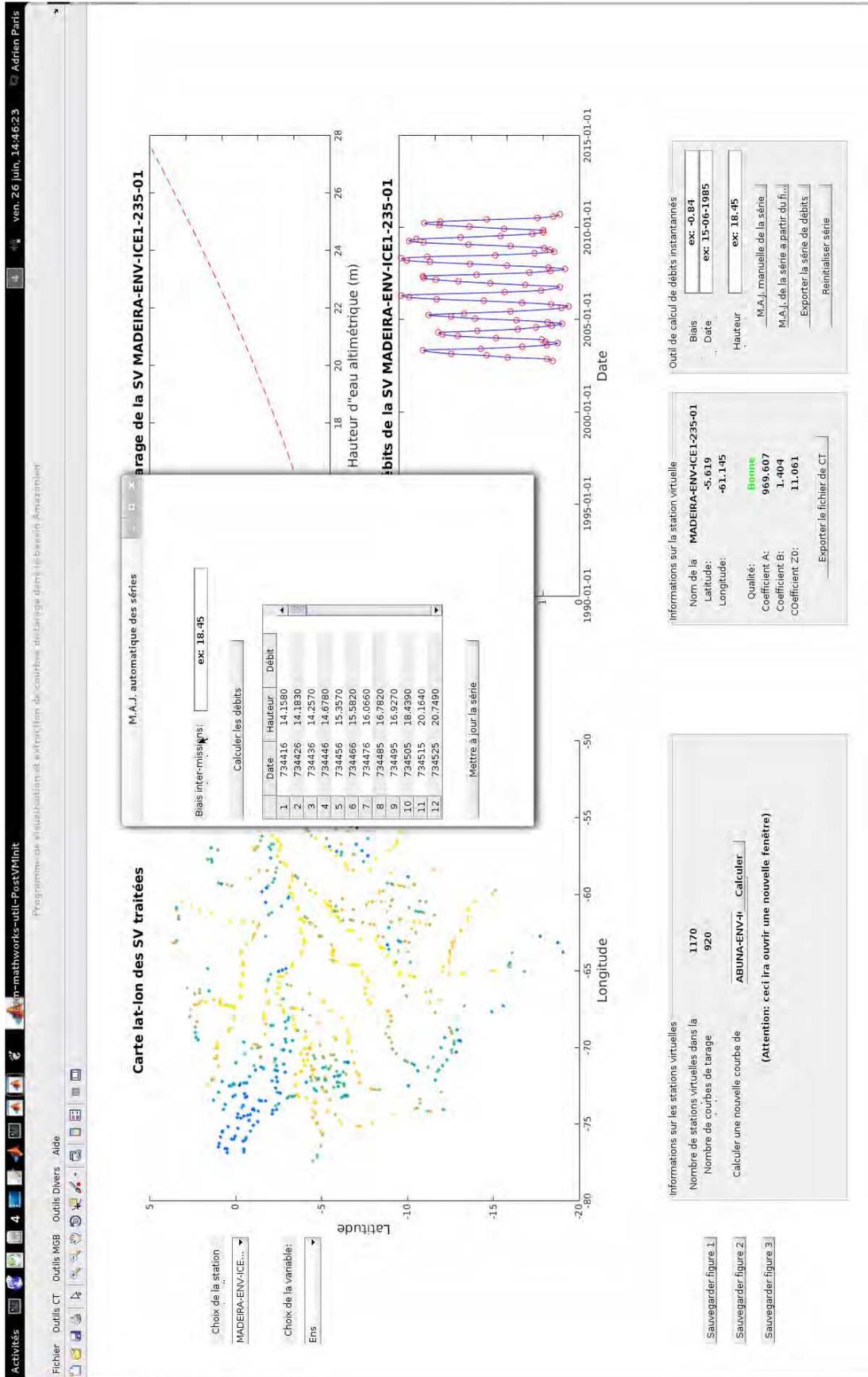


FIGURE C.3. – Chargement d'un fichier pour m à j de la série temporelle de débits à partir des données altimétriques (ex : m à j avec J-2)

C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien

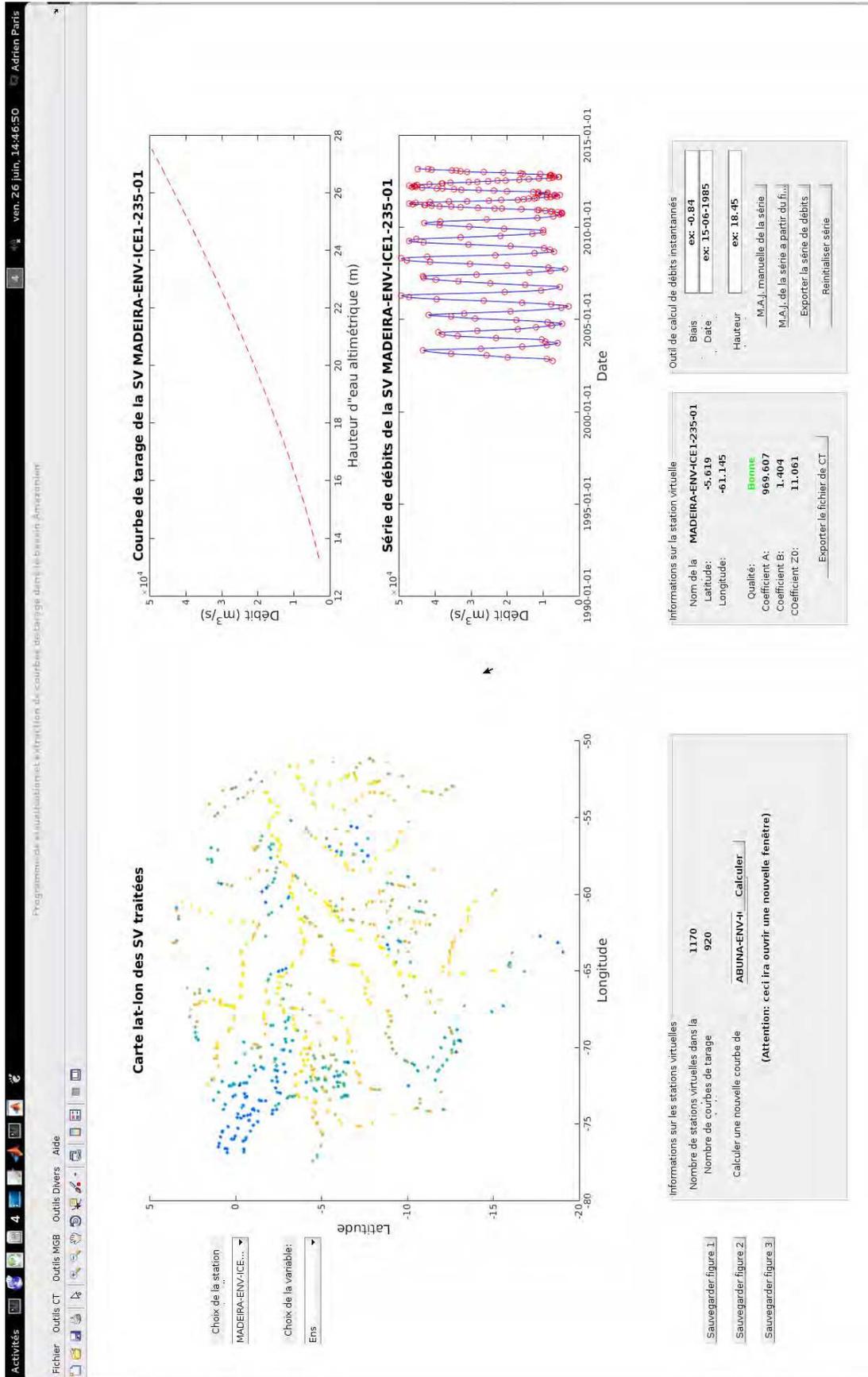


FIGURE C.4. – Série de débits mise à jour

C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien

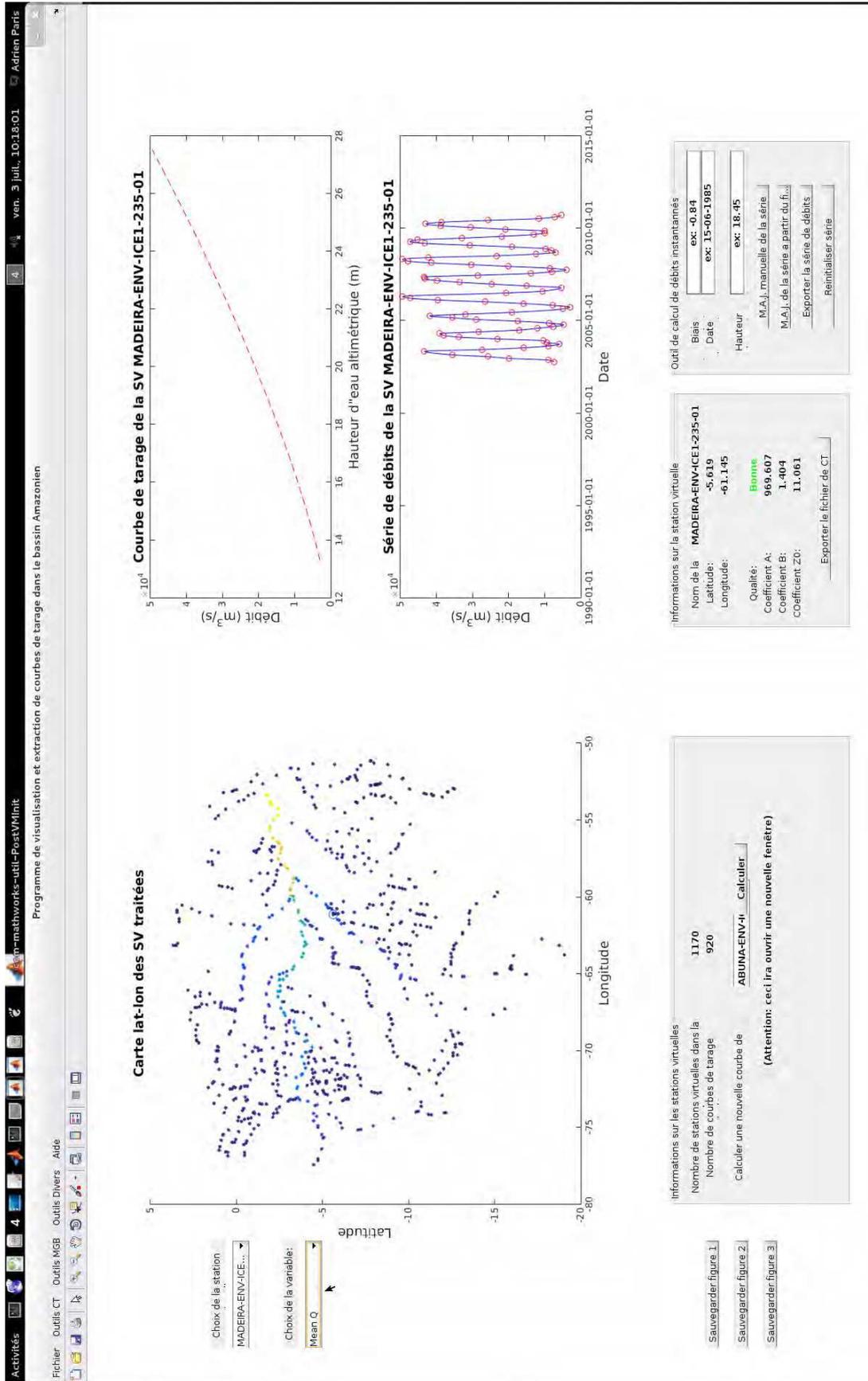


FIGURE C.5. – Changement de la variable visualisée sur le cadran de gauche (choix entre E_{NS} , a , b , Z_0 , etc.)

C. Programme de calcul de débits sur le bassin amazonien

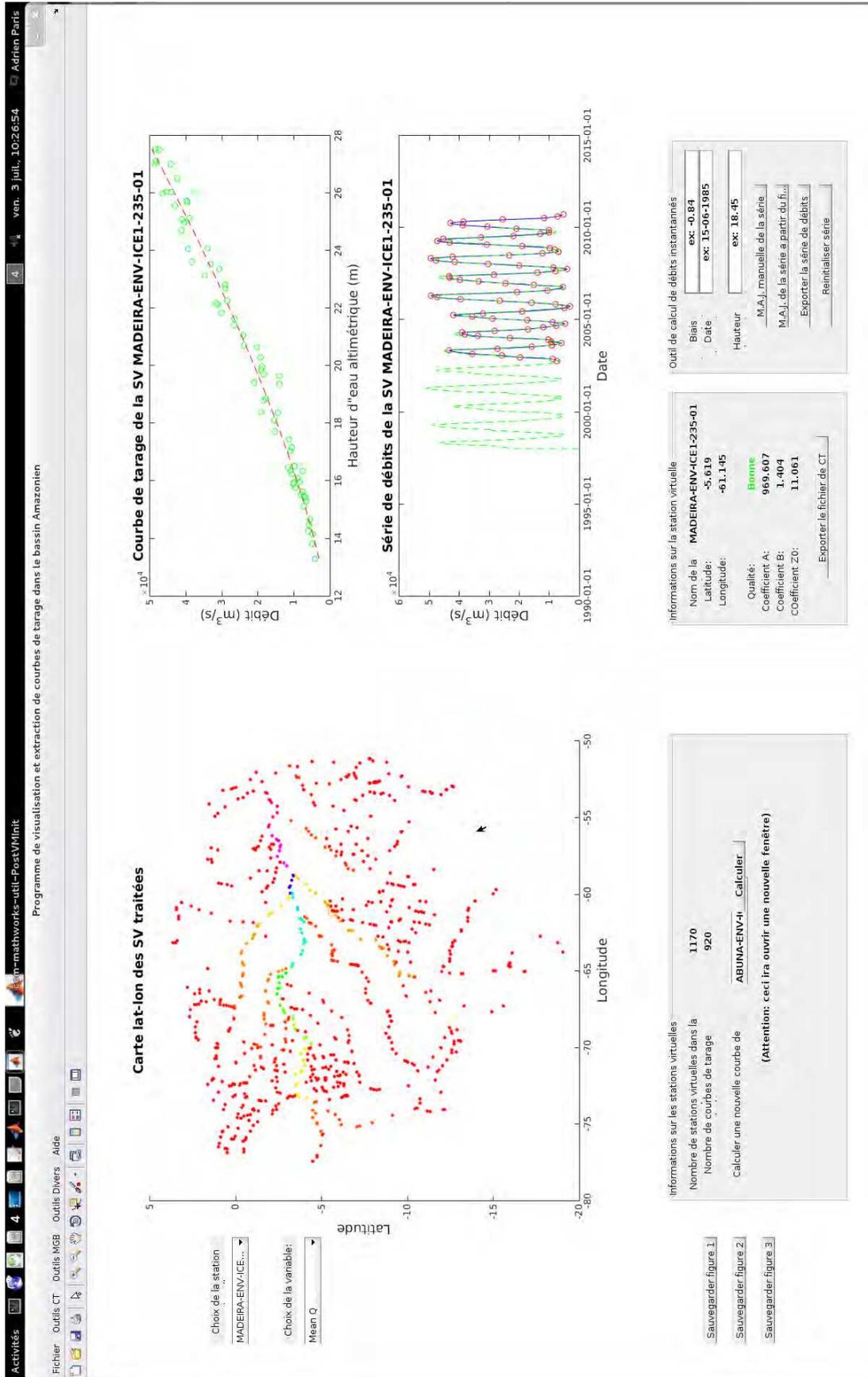


FIGURE C.6. – Superposition des débits du MGB-IPH à la CT et à la série temporelle de débits altimétriques

Auteur : Adrien PARIS

Titre : **Utilisation conjointe de données d'altimétrie satellitaire et de modélisation pour le calcul des débits distribués dans le bassin amazonien**

Directeurs de thèse : Stéphane CALMANT / Walter COLLISCHONN

Date et lieu de soutenance : le 25/09/2015 à Toulouse

Résumé : Cette thèse propose le développement d'une méthodologie permettant l'obtention des débits distribués dans le bassin amazonien à partir des hauteurs d'eau altimétriques. Au vu des derniers travaux et des avancées récentes dans ce domaine, ce travail a particulièrement porté sur les informations connexes pouvant être extraites des résultats. Nous avons utilisé des relations hauteur-débit basées sur l'équation de Manning et optimisées au travers d'un algorithme d'optimisation globale correctement paramétré. Les hauteurs d'eau ont été obtenues à partir des hauteurs altimétriques fournies par les missions ENVISAT et Jason-2, et les débits ont été estimés sur la même période par le modèle MGB-IPH sur l'ensemble du bassin. L'utilisation de l'algorithme d'optimisation SCEM-UA a permis de définir des intervalles *a priori* pour les paramètres ajustables ainsi que de gérer les notions d'erreur dans les données d'entrée, et d'incertitude dans les paramètres de sortie. Une des productions de ce travail est la construction d'une base de données d'un millier de courbes de tarage avec les intervalles de confiance associés. La validité spatiale de ces courbes de tarage a pu être vérifiée par comparaison avec les débits du modèle ainsi que les débits *in situ* disponibles. Leur stabilité dans le temps, quant à elle, a été confirmée par notre capacité à estimer des débits cohérents avec des informations de hauteurs d'eau provenant d'autres missions et d'autres périodes que celle à partir de laquelle les relations hauteur-débit avaient été estimées. Ce travail a également mis en évidence, par validation *in situ*, modélisation inverse et analyse de cas tests sur des rivières synthétiques, la capacité de la méthodologie proposée à identifier les caractéristiques géomorphologiques des sections étudiées.

Laboratoire de rattachement : Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), 14 Av. Edouard Belin, 31400 TOULOUSE

Discipline : Hydrologie, Hydrochimie, Sol, Environnement

Mots clefs : Courbe de tarage ; Hydrologie ; Altimétrie ; Optimisation ; Débits ; Amazone ; Géomorphologie ; Hauteurs d'eau