THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Surfaces Interfaces Continentales Hydrologie

Présentée et soutenue par :

M. JÉRÉMY GUILHEN

le jeudi 28 septembre 2023

Titre :

Caractérisation des dynamiques hydro-sédimentaires dans les zones alluviales ripariennes du bassin versant de l'Amazone par une approche couplant modélisation et télédétection

---

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (LEFE)

Directeur(s) de Thèse :

MME SABINE SAUVAGE

M. JOSE-MIGUEL SANCHEZ-PEREZ

Rapporteurs :

M. PIERRE OLIVIER MALATERRE, INRAE MONTPELLIER

Membre(s) du jury :

M. HERVÉ PIEGAY, ECOLE NORMALE SUP LYON ENS DE LYON, Président

M. FRANCK MERCIER, CLS TOULOUSE, Invité(e)

M. JOSE-MIGUEL SANCHEZ-PEREZ, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Membre

MME ISABEL JALON ROJAS, UNIVERSITE DE BORDEAUX, Membre

MME SABINE SAUVAGE, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Membre

M. SYLVAIN BIANCAMARIA, LEGOS, Invité(e)

M. SYLVAIN OUILLON, OBS MIDI-PYRENEES TOULOUSE, Membre

Remerciements

« Quand on veut être sûr de son coup, mon petit bonhomme, on plante des navets, on ne fait pas une thèse ! », détourné du Roi Loth. Et bien si j'avais su, j'aurais planté tout un potager...

Tout d'abord, merci à l'ensemble des membres du jurys d'avoir accepté de juger ce travail, et particulièrement aux rapporteurs pour le temps consacré à la lecture du manuscrit (je m'excuse déjà du pavé qui vous attend), ainsi que vos futurs retours.

J'aimerais chaleureusement remercier mes trois directeurs de thèse Sabine, José et Franck, sans qui ce travail n'aurait jamais pu voir le jour. Merci à vous d'avoir été là pendant ces si nombreuses années et d'avoir contribué à ce qui je suis maintenant. Merci à Sabine pour m'avoir toujours fait confiance, pour m'avoir appris à me confronter à mes certitudes, pour m'avoir recentré quand les idées partaient à gauche et à droite, de faire les choses "step by step" et d'avoir toujours su m'encourager quand j'en avais besoin. Merci à José pour m'avoir toujours poussé à donner le meilleur de moi même, pour m'avoir montré de quoi je pouvais être capable, d'avoir toujours cru en moi (surtout sur la fin), et de m'avoir transmis des compétences dans de nombreux domaines. Merci à Franck pour toute la pédagogie dont tu as su faire preuve avec moi, des nombreuses compétences que tu m'as apporté dans un domaine que je ne connaissais pas, de m'avoir cru, encouragé et soutenu peu importe les directions que je prenais dans la thèse. Merci à vous trois de m'avoir donné l'occasion de faire un petit bout de chemin avec vous, et je suis plus qu'heureux de vous considérer comme mes parents scientifiques.

Un grand merci à CLS pour m'avoir donné l'opportunité de faire cette thèse. Merci particulièrement aux personnes de l'équipe, Christophe, Alice, Emeric, et toutes les personnes que j'ai pu croisé au cours de ces trois ans et pour maintenant me donner l'occasion de continuer l'aventure avec vous.

Un énorme merci à Annick Corrège, secrétaire du Laboratoire Écologie Fonctionnelle et Environnement, pour toutes ces merveilleuses années qu'on a pu passé ensemble. Tu sais que

sans toi, je serais toujours le petit stagiaire qui se demande si c'est normal qu'il n'a toujours pas été payé. À toutes ces années de rigolade passé à faire Radio Platanes, un café et une clope à la main pendant la (les !) pause. Alala, quelle joie de débarquer le matin et de t'entendre, avec ta douce voix, râler ; boudu ! Comme ça va me manquer...

Merci à toutes les personnes du labo que j'ai pu croisé pendant toutes ces nombreuses années. Merci de faire de ce lieu un endroit où c'est un plaisir de venir travailler tous les jours où on se sent comme à la maison.

Merci à toutes les personnes avec qui j'ai eu l'occasion de travailler pendant ces années. Merci notamment à Jean-Michel Martinez pour ces conseils inestimables et sa connaissance sans précédent du bassin amazonien.

Merci à Marie et Ahmad qui m'ont suivi depuis toutes ces années. Merci pour toute l'aide que vous m'avez offert, pour votre bienveillance, votre nombreux conseils avisés et votre amitié. Merci Marie d'avoir été une grande sœur scientifique pendant toutes ces années.

J'ai vu passé tellement de générations de doctorants que j'espère pouvoir tous vous inclure dans mes remerciements, à mon grand âge, la mémoire commence à me faire défaut ! Tout d'abord, merci à Roxelane pour toutes ces années de bons moments, et ça commence à faire ! Je te souhaite le meilleur pour ta nouvelle vie de maman et d'auto-entrepreneuse. Merci, mais surtout force et honneurs, à Sarah de m'avoir supporté comme personne dans le bureau. Merci à Anna, Benjamin, Camille et Théo pour les supers bons moments passés au labo mais aussi à l'extérieur. Merci également à Columba, Jaime, Francesco, Osvaldo, Oskar, Pankyes, Xi, Mathide et tous les autres, pour tous ces bons moments.

Merci à Juliane pour tous les bons moments qu'on a passé ensemble, que ce soit à l'ENSAT, en bringue, à danser ou dans la cuisine. Même si maintenant tu es à des milliers de kilomètres, tu me manques beaucoup.

Merci à Natalie pour égailler et ensoleiller tous mes samedis matins quand je viens te voir au marché. Nous aussi, ça commence à faire un petit moment qu'on se connaît. J'ai hâte de revenir jouer à la marchande avec le chien de cirque derrière l'étale. Que ces doux moments puissent se prolonger encore des années.

Merci à Victoria, tata Vic, le V c'est le S, un des êtres humains que j'aime le plus. Mon Dieu il m'a touché ! ! ! À toutes les bêtises qu'on a pu faire pendant ces années, on est en place ! À tout ce qu'on a pu rien respecter dans cette coloc, à nos soirées endiablées à Toulouse et à nos rides inoubliables en caisse.

Merci à Clément (Kloug) et Solène (Sou sou) pour toutes ces années où on a rit, où on s'est soutenu, où on a été sérieux, où on a été (très) beauf. J'allais presque oublier de mentionner Kaamelott, je sais que tu m'aurais fait une syncope. En toute humilité bien sûr, on veut éviter les infiltrations (elle est technique celle-là !). À tous ces merveilleux moments, et ceux qui arrivent.

À Anthéa (Mamie), Caroline (Tante) et Geoffroy (Geogeo) : merci d'êtres mes meilleurs amis. Aucun mot n'est assez fort pour vous montrer à quel point vous tenez une place importante dans ma vie.

Merci à Taïga, le plus gentil de tous les titis, de m'avoir choisi et de remplir chaque jour ma vie d'amour et de bonheur. Merci de m'avoir fait passer ces derniers mois en toute sérénité, de me faire confiance, de me donner ton amour inconditionnel et de me montrer une partie de moi que j'avais oublié. Je t'aime mon chien.

Merci à ma grand-mère et tonton Hervé, et plus largement à mes grands parents qui sont malheureusement partis trop tôt. Merci pour tout l'amour que vous m'avez porté depuis tout petit. Merci d'avoir créé des souvenirs que je chérirai tout au long de ma vie ; le Mourillon, la Présentation, les rouleaux sous la pluie, la noisette sur le marché, les chalets de Puy-St-Vincent, le coffre de la 4L, le Scénic, l'histoire de la fête foraine, le café à 7h, les mardis après l'école, et tant d'autres. Si aujourd'hui je suis qui je suis, c'est grâce à vous.

Merci à tous ceux qui ne sont plus parmi nous, mais qui continuent toujours de marcher à mes côtés.

Enfin, ces derniers mots, les plus importants, iront à mes parents. Merci pour tout. Merci de m'aimer. Merci de m'avoir donné la possibilité de faire ce que j'aime dans la vie. Merci de m'avoir toujours soutenu. Merci d'avoir toujours cru en moi. Vous êtes le fil conducteur de ma vie, ce fameux fil rouge qui ne s'est jamais rompu. J'ai beau être loin maintenant, la distance n'est rien quand on est tout. Vous avez toujours été là, vous l'êtes encore et je sais que vous le serez toujours. Alors je voulais vous dire merci. Du plus profond de mon cœur. Pour tout, pour vous. Je vous aime.

Table des matières

Table des sigles et acronymes **xxxiii**

Introduction **1**

1 Des milieux tropicaux naturels à la modélisation hydro-sédimentaire de l'Amazone. **11**

1.1 Le climat Amazonien. 12

1.1.1 Le régime des précipitations. 12

1.1.2 Intensification du cycle hydrologique et réponse du bassin versant. . . 14

1.2 Le fleuve Amazone et ses principaux affluents : description générale. 20

1.2.1 La branche principale de l'Amazone. 21

1.2.1.1 Description du régime hydrologique de la branche principale de l'Amazone. 23

1.2.1.2 Contrôles géologiques du bassin versant et des grandes plaines amazoniennes. 26

1.2.2 Les affluents provenant des Andes. 30

1.2.2.1 Le bassin versant de l'Ucayali. 31

1.2.2.2 Le bassin versant du Marañon. 34

1.2.2.3 Le bassin versant du Purús. 37

1.2.2.4 Les bassins versants du haut Madeira. 39

1.2.3 Le bassin versant du Madeira 43

1.2.4 Les bassins-versants du Negro et du Branco. 45

1.2.5 Le bassin versant du Tapajós. 47

1.3 Géométries des cours d'eau et modélisation de la propriété des écoulements. . 50

1.3.1 Géomorphologie des cours d'eau. 50

1.3.2 Régimes des écoulements. 53

1.3.3 Dynamiques des écoulements dans les canaux. 55

1.3.4 Rugosité et résistance à l'écoulement. 58

1.3.5 Hydrologie, hydrodynamique et modélisation. 59

1.4 Le rôle des zones alluviales ripariennes dans les transferts d'eau et de sédiments. 63

1.4.1 Typologie des zones alluviales amazoniennes. 67

1.4.2 Dynamique des échanges d'eau entre le lit mineur et le lit majeur. . . 69

1.4.3 Effet de la plaine d'inondation sur les échanges d'eau avec la rivière. . 72

1.5 État de l'art relatif à la mesure altimétrique en milieu fluvial. 77

1.5.1 De l'océan vers les terres émergées. 77

1.5.2 Principe de l'altimétrie satellitaire radar nadir. 78

1.5.3 Les corrections appliquées aux mesures altimétriques. 81

1.5.3.1 La correction ionosphérique. 81

1.5.3.2 La correction troposphère sèche. 82

1.5.3.3 La correction troposphère humide. 83

1.5.3.4 La marée solide. 84

1.5.3.5 La marée polaire. 84

1.5.3.6 Le biais d'état de mer et la correction de baromètre inverse. 85

1.5.4 Principe de la mesure altimétrique. 85

1.5.4.1 Choix de la fréquence utilisée. 85

1.5.4.2 Le principe de la mesure des altimètres "conventionnels". . . 87

1.5.4.3 Le principe de la mesure des altimètres SAR. 90

1.5.4.4 Une nouvelle génération d'altimètres : altimétrie interféromètre SAR (cas de SWOT). 91

1.5.5 Le traitement des échos radar. 93

1.5.5.1 Le tracking. 93

1.5.5.2 Les algorithmes de retracking. 96

1.5.6 Les différentes missions altimétriques. 99

1.5.6.1 Jason-2. 99

1.5.6.2 Jason-3. 101

1.5.6.3 Sentinel-3. 102

1.5.6.4 SWOT. 105

1.5.7 État des missions spatiales altimétriques sur le bassin amazonien. . . . 107

2 Hydrologie et hydrodynamisme des zones alluviales ripariennes : couplage entre modélisation et apport des observations spatiales. 113

2.1 Développement du modèle SWAT-FloodPlain. 114

2.1.1 Historique du modèle SWAT. 114

2.1.2 La représentation du cycle hydrologique. 116

2.1.2.1 Calcul de l'évapotranspiration. 117

2.1.2.2 Ruissellement et infiltration de l'eau. 121

2.1.2.3 Retour de l'eau infiltrée : l'écoulement latéral de subsurface. 122

2.1.2.4 L'écoulement de base de nappe. 123

2.1.3 Le propagation des écoulements de rivière dans SWAT. 124

2.1.3.1 Morphologie des cours d'eau dans SWAT. 124

2.1.3.2 Routage des débits par la méthode *variable storage*. 126

2.1.3.3 Routage des débits avec la méthode de Muskingum. 126

2.1.4 Le module de débit de SWAT-FloodPlain. 127

2.1.4.1 Nécessité d'un module de routage hydaulique et de plaine d'inondation. 127

2.1.4.2 Équation de continuité dans le bief avec l'ajout d'une plaine alluviale. 131

2.1.4.3 Détermination des volumes échangés entre le cours d'eau et la plaine. 134

2.1.4.4 Schémas numériques dans la plaine d'inondation. 138

2.2 Détermination de l'extension maximale de l'inondation. 145

2.2.1 Détermination de l'extension de la plaine alluviale via une méthode théorique. 145

2.2.2 Détermination de l'extension de la plaine alluviale avec le produit Surface WAter Fraction - High Resolution (SWAF-HR). 148

2.3 Correction de la hauteur à plein bord par altimétrie. 152

2.4 L'altimétrie spatiale en zone alluviale riparienne. 157

2.5 Application de la méthodologie sur le bassin du Madeira. 162

3 Détermination de la dynamique d'inondation sur le bassin versant de l'Amazone. 185

3.1 Mise en place du projet SWAT sur l'Amazone. 187

3.1.1 Les données d'entrée utilisées pour la simulation. 187

3.1.2 Réflexion sur la discrétisation du projet. 189

3.1.3 Calibration et Validation du projet. 190

3.1.4 Paramétrisation du projet. 192

3.2 Estimation des stocks d'eau libre dans les plaines d'inondation. 195

3.2.1 Résultats du module de débit. 195

3.2.2 Validation des chroniques de hauteurs d'eau dans les cours d'eau par altimétrie spatiale. 203

3.2.2.1 Comparaisons avec les altimètres Jason. 203

3.2.2.2 Comparaisons avec Sentinel-3A. 209

3.2.2.3 Comparaison des hauteurs d'eau dans les zones alluviales. . 214

3.2.2.4 Variabilité spatiale et temporelle des inondations. 224

3.2.2.5 Comparaisons avec la littérature. 233

3.3 Effets des évènements climatiques extrêmes sur les inondations. 236

3.4 Mécanismes des inondations sur les bassins versants amazoniens. 248

4 La charge sédimentaire dans le bassin amazonien et dans ses plaines d'inondation. 259

4.1 Les transports de sédiments : cas de l'Amazone 261

4.1.1 Généralités sur les transports sédimentaires. 261

4.1.2 Les flux de sédiments à l'échelle de l'Amazone 264

4.2 Implémentation du module sédimentaire dans SWAT-FP. 268

4.2.1 La modélisation des sédiments en milieu alluviale. 268

4.2.2 La production des sédiments par érosion dans le modèle. 271

4.2.3 La routage des sédiments dans le modèle. 273

4.2.3.1 Les formalismes communs à toutes les routines. 273

4.2.3.2 La méthode selon Bagnold (par défaut) 278

4.2.3.3 La méthode selon Molinas et Wu. 279

4.2.3.4 Les autres méthodes de routage. 280

4.2.4 Mise à jour du module sédimentaire dans SWAT-FP. 280

4.2.4.1 Les formalismes dans le bief. 280

4.2.4.2 Les formalismes dans la plaine d'inondation. 282

4.2.4.3 Formalismes *a posteriori* des premiers résultats. 284

4.3 Suivi des MES fines par télédétection. 286

4.4 Modélisation des matières en suspension fines. 290

4.4.1 Résultats dans la rivière. 290

4.4.2 Résultats dans les plaines d'inondation. 304

4.5 Les flux de matières en suspension fines à l'échelle du bassin versant. 313

5 Discussion générale. 331

5.1 Analyses des formes d'ondes radar sur les plaines. 332

5.2 D'une classification non-supervisée des plaines vers l'estimation d'une typologie.342

5.2.0.1 Classification des plaines d'inondation. 343

5.3 Réflexion sur les sédiments. 353

Conclusion **357**

A Publications Scientifiques **365**

Bibliographie **370**

Bibliographie **371**

Table des figures

1 Reconstitution par Intelligence Artificielle de l'apparence présumée du delta du Nil lors des crues. On peut voir que le fleuve joue un rôle central. Il charrie les éléments depuis les montagnes au loin et vient enrichir les cultures au niveau des zones de crue. 1

2 Répartition mondiale des zones humides. Ces dernières sont présentes sur tous les continents de la planète à l'exception de l'Antarctique (Lehner and Döll, 2004). 4

3 Illustration du convoyeur détraqué de Kondolf où le bassin versant est segmenté entre zones productrices de sédiments (montagnes), zones de transit (vallées) et des zones de stockage (plaines alluviales). Adapté d'après Brierley and Fryirs (2005). 6

4 Illustration de l'intégration des différentes missions spatiales pour l'étude du cycle de l'eau sur le bassin versant de l'Amazone. Extrait de Fassoni-Andrade et al. (2021). 8

5 Schéma des principaux résultats et des axes méthodologiques développés dans le manuscrit. 10

1.1 D'après (Espinoza Villar et al., 2009b). De (a) à (i) : Régime annuel des précipitations classifié sur les différentes régions amazoniennes estimé à partir des 756 stations de mesure utilisées dans l'étude. Chaque graphique résume la moyenne des précipitations d'une classe. (j) Régime annuel moyen des précipitations du bassin au delta. 13

1.2 (a) Différence entre les débits mensuels maxima et minima à la station Óbidos avec une reconstitution de la chronique (pointillés) réalisée par Callede et al. (2004). (b) Moyenne des précipitations annuelles sur l'Amazone et le Tocantins sur la base des données CRU 3.21 (Climatic Research Unit - Harris et al. (2014) et TRMM v7 (Huffman et al., 2007). (c) Flux de vapeur d'eau entrant sur le bassin d'après les réanalyses du produit ERA-Interim (Dee et al., 2011), en période sèche (rouge) et humide (noir). (d) Température de l'eau de surface de l'Océan Atlantique tropical à partir des enregistrements U.S National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA - Smith et al. (2008). D'après Gloor et al. (2015). 16

1.3 Différence entre les précipitations moyennes entre 2003 et 2013 sur l'ensemble du bassin de l'Amazone d'après le produit global CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data). D'après Paca et al. (2020). 18

1.4 D'après Davidson et al. (2012). Série temporelle de simulations de variations interannuelles de différence entre les surfaces inondées (en pourcentage) sur le bassin amazonien. (a) Superposition des événements ENSO sur la période 1938-1998. (b) Pour cinq années, superpositions des épisodes ENSO pour les schémas saisonniers d'inondation. Les barres rayées représentent les années La Niña ; les barres en pointillés les années El Niño et les barres pleines, les années non ENSO. 19

1.5 Le bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents (National Geographic World Map). 21

1.6 La plaine d'inondation de l'Amazone au niveau des villes de Manaus et d'Òbidos. L'extension maximale de la plaine est représentée par le calque blanc sur la carte et est issue des données SWAF-HR. Pour appréhender son immensité, le quadrillage est constitué par des carrés de 10 km de côté. 22

1.7 Les grandes régions hydrologiques amazoniennes, contribuant chacune de manière significative au régime de (1) la branche principale Amazone-Solimões. On discerne (2) les affluents andins, (3) les rios "Negro" ainsi que les rivières drainant les (4) boucliers brésiliens et (5) guyanais. 24

1.8 Débits moyens mesurés du fleuve Amazone (en bleu) à Òbidos et du Solimões (en noir) à Manacapuru. Source des données : SO-HyBAM 25

1.9 (A) Carte géologique simplifiée du bassin versant de l'Amazone montrant les principales unités géomorphologiques. FAB : *Foz do Amazonas Basin*. (B) Les principaux reliefs contrôlant la connectivité hydrologique du bassin versant. D'après Albert et al. (2018). 28

1.10 Carte paléo-géographique de l'évolution des réseaux de drainage du bassin de l'Amazone et de l'Orénoque. (A) Extension de l'Amazonie. Rupture des plaques du Pacifique et début du soulèvement des Andes. (B) Suite du soulèvement des Andes avec un drainage Est-Ouest du bassin amazonien. (C) Formation des montagnes dans le centre et le Nord des Andes (12 Ma) et d'une mégazone humide. (D) Soulèvement du Nord des Andes restreint à la partie pan-Amazonienne (E) Disparition de la zone humide et expansion des terres de forêts humides ; clôture de l'isthme du Panama. (F) Quaternaire. D'après Hoorn et al. (2010b) 29

1.11 Le bassin versant de l'Ucayali. 32

1.12 Le bassin versant du Marañon. 35

1.13 Le bassin versant du Purús. 38

1.14 Le bassin versant du haut Madeira : le Madre de Dios, le Beni, le Mamoré et le Guapore. 40

1.15 Le bassin versant du Madeira. D'après Guilhen et al. (2022) 44

1.16 Le bassin versant du Negro et Branco. 46

1.17 Le bassin versant du Tapajós. 48

1.18 Géométrie de la section transversale des cours d'eau et leurs propriétés. . . . 51

1.19 Représentation de la section transversale d'un cours d'eau. 51

1.20 Nombre de Reynolds et nature des écoulements. 54

1.21 D'après Fleischmann et al. (2022) : principaux produits d'inondation disponibles sur le bassin versant de l'Amazone divisés en trois classes (modèles hydrologiques, fusion de plusieurs jeux de données à faible et haute résolution). La fréquence d'inondation est calculée pour chacun en fonction de la fréquence d'observations caractérisées comme inondées. 65

1.22 Unités de réponse hydrologique de type plaine d'inondation. Trigg et al. (2012) issues d'images Landsat à la confluence entre le Purús et le Solimões. 68

1.23 (A) δWL Différence entre les niveaux d'eau aux points R1 et F1 entre 2008 et 2011 (courbe en bleu). La ligne $\delta WL = 0$ indique des niveaux d'eau identiques entre la rivière et la plaine d'inondation. (B) Représentation schématique de la section transversale entre R1 et F1. Les différents diagrammes montrent les processus d'inondation et de connectivité entre le bief principal de l'Amazone et les plaines au-delà des levées. D'après Park (2020) - plaine de Lago Madaba. 71

1.24 Relation entre les propriétés du contrôle du bief et la forme de la courbe de tarage. (a) Cas d'un bief trapézoïdal sans plaine d'inondation : la courbe de tarage est formée d'un seul segment pour toutes les hauteurs d'eau. (b) Contrôle par section et bief trapézoïdal : la courbe change lorsque le niveau d'eau dépasse la hauteur de la section de contrôle. (c) Contrôle par section et cas d'un bief avec une plaine inondable : la courbe est constituée de trois segments et de deux transitions. D'après le Manuel d'hydrométrie – calculs des données de la division des relevés hydrologiques du Canada ; adapté de (WMO, 2010). . . . 74

1.25 Extraction multitemporelle du cours d'eau à partir d'images Landsat pour (b) l'Ucayali au niveau de la localité de Pucallpa et (c) du Beni, avec de nombreuses bifurcation des rivières entre 1990 et 2010. D'après (Monegaglia et al., 2018). 75

1.26 Dynamiques des méandres de la rivière Ucayali et de sa plaine d'inondation, caractérisée par une forêt alluviale, selon un échantillonnage tous les cinq ans entre 1984 et 2019 à proximité de Sampaya (Pérou) Les cartes annuelles sont obtenues d'après la base de données de Pekel et al. (2016). D'après Walcker et al. (2021). 76

1.27 Ensemble des satellites à composante altimétrique qui ont été lancés depuis les années 2000. Ceux libellés en vert font références à des missions historiques arrêtées, ceux en bleu aux satellites utilisés pour cette études (car concomitants avec les période de modélisation) et ceux en rouge, les missions toujours en activité. 77

1.28 Principe de fonctionnement du radar altimètre en milieu continentale. À noter que le fonctionnement est sensiblement identique à celui en milieu océanique (source - document Aviso+). 80

1.29 Corrections ionosphériques appliquées au niveau du fleuve Amazone sur Jason-2. 82

1.30 Corrections de troposphère sèche appliquées au niveau du fleuve Amazone sur Jason-2. 83

1.31 Corrections de troposphère humide appliquées au niveau du fleuve Amazone sur Jason-2. 84

1.32 Spécificités des bandes de fréquence couramment utilisées en altimétrie spatiale et spectre électromagnétique (source CLS). 87

1.33 (Gauche) Analyse de la formation de l'écho radar et de la forme d'onde associée dans le cas d'une surface plane idéale. (Droite) Influence de l'état de la surface réfléchissante sur la forme d'onde (source CNES). 89

1.34 Comparaison du fonctionnement de l'altimétrie conventionnelle et de l'altimétrie SAR (adapté de Raney (1998)). 91

1.35 Principe de fonctionnement de l'interférométrie SAR ou InSAR pour deux satellites. Dans le cas d'un seul satellite, le couplage se fait entre les données acquises à t et t + dt. 93

1.36 Accrochage par Jason-2. Chaque point représente une hauteur mesurée par le satellite dont le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de retrodiffucion. Les formes d'accrochage sont visibles en tant qu'arcs plongeants. 95

1.37 Allure d'une forme d'onde du satellite Jason-2 au niveau de la trace 63 en amazonie bolivienne. La tâche au sol éclairée par l'altimètre est représentée par un cercle transparent rouge d'un diamètre d'environ 2 km. Le signal reçu est composé majoritairement de trois pics, notés A, B et C qui peuvent correspondre aux trois rivières de l'image. 98

1.38 Jason-2. 101

1.39 Sentinel-3. 103

1.40 Schéma de fonctionnement de SWOT avec en outre, ses deux antennes interférométriques (source - CNES). 106

1.41 (a) Localisation des stations virtuelles disponibles sur la plateforme Theïa-Hydroweb (`http://hydroweb.theia-land.fr/`) avec les mois durant lesquels l'amplitude maximale (b) ou minimale (c) est atteinte. D'après Fassoni-Andrade et al. (2021). Chroniques de hauteur d'eau issues de Jason 2 (2008-2016 en rouge) et Jason 3 (2016-2021 en bleu) pour le fleuve Amazone (f) et Solimões (e) et certains des principaux affluents : Madeira (g), Ucayali (h), Marañon (i). (j) Recomposition d'une série temporelle de hauteur d'eau pour le Rio Negro sur une station virtuelle partagée par les missions ENVISAT (2002-2010 en bleu) et Sentinel 3A (2016-aujourd'hui en vert). 108

2.1 Représentation des différentes unités du paysages et des unités de réponse hydrologique (HRU) utilisées pour les fonctionnement du modèle SWAT Adapté de (Grusson, 2016). 115

2.2 Représentation du cycle de l'eau, des flux et des réservoirs dans le modèle SWAT. D'après Neitsch et al. (2009). 117

2.3 Implémentation dans le modèle SWAT du module de croissance des végétaux en milieu tropical ou soumis à la mousson : LAT_{SUB} renvoie à la latitude du sous-bassin, MON_i est le mois de la simulation, $TRAMO_1$ correspond au mois de début et $TRAMO_2$ au mois de fin de la transition entre saison sèche et humide (inclus dans les tables .sub), I_{SEASON} permet de détecter si une transition de saison a déjà eu lieu pendant l'année simulée, SW_{UPPER2} est l'humidité du sol simulée dans les deux couches supérieures (mm), AWC_{UPPER2} est la réserve utile simulée dans les deux couches supérieures, FR_{AWC} est définie par l'utilisateur (entre 0 et 1) et renvoie à la fraction de la réserve utile (définie dans la base de données "crop.dat", FR_{PHU} est la fraction simulée potentielle des degrés jour de croissance et LAI_{MIN} représente le LAI minimum (défini dans "crop.dat"). Adapté de (Strauch and Volk, 2013). 119

2.4 Morphologie du lit mineur et structuration de la plaine d'inondation dans SWAT. 125

2.5 Modélisations des modules de débit pour les rivières Amazone (Óbidos) et Solimões (Manacapuru) par le modèle MGB selon un routage hydraulique de type Saint-Venant prenant en compte la plaine d'inondation (HD et HD flood) ou non (HD' et HD nonflood) ou un routage hydrologique de type Muskingum-Cunge prenant en compte (MC flood) ou non (MC nonflood) la plaine alluviale. D'après (Paiva et al., 2013b,c) 129

2.6 (a) Croquis d'un hydrogramme typique d'une rivière amazonienne montrant l'évolution des pertes de charges (S_f) au cours d'une crue. (b) Courbe de tarage associée. Adapté de (Santini, 2020). 130

2.7 Représentation conceptuelle du modèle SWAT-FloodPlain pour deux sous-bassins consécutifs. Les variables qui gouvernent la gestion de l'inondation sont ici : la hauteur à plein bord (*Bankfull level*) ainsi que la largeur de la plaine alluviale (*Floodplain width*). L'angle α désigne ici la pente que fait le versant du sous-bassin avec la rivière. Cas (A) un échange d'eau peut avoir lieu entre les plaines amont et aval. Cas (B) le temps de résidence est important et la plaine ne fait que stocker l'eau. 132

2.8 Les différents processus de débordement et d'échange entre le lit mineur et la plaine dans SWAT-FP. Le volume d'eau débordant dans la plaine est fonction de la différence de hauteur d'eau entre le bief $\boldsymbol{h_{RCH}}$ et la hauteur d'eau dans la plaine quand celle-ci (A) n'a pas atteint son extension maximale. Dans la cas (B), l'eau est stockée verticalement. (C) retour de l'eau dans le cours d'eau en fonction de la valeur des hauteurs d'eau. 133

2.9 Exemple d'instabilité numérique créée lors du débordement dans un bassin où la largeur de la plaine alluviale est d'environ 1 km. Cela est dû à un épanchement trop rapide de la crue dans la plaine. 136

2.10 Domaine de solutions explicité pour la résolution du schémas numérique de l'onde cinématique (en couleur pleine) et de l'onde diffusante (couleur pastel) dans le modèle SWAT-FP. On voit bien apparaître les conditions limites amont et aval pour chaque schéma. 140

2.11 Surface WAter Fraction - High Resolution (SWAF-HR). Probabilité des inondations sur la période 2010 - 2016 sur l'ensemble de l'Amazone. D'après Parrens et al. (2019). 151

2.12 Profil altimétrique pour Jason-2 / Jason-3 de la trace 152 au niveau de l'Amazone, peu avant la confluence avec le Madeira. Le code couleur représente la valeur du coefficient de retrodiffusion pour chaque mesure (A) ou le jour de l'année d'acquisition de la donnée (B). (C) Image Google Earth localisant l'Amazone (Am) ainsi que les zones alluviales adjascentes au nord (FP.N) et au sud (FP.S). 154

2.13 Moyenne des hauteurs d'eau journalière (m) sur la période 2000 - 2018 pour le bief 1686, estimée par SWAT (défaut). 155

2.14 Chroniques de hauteurs d'eau Jason-2 sur la période 2009 - 2016 (bleu) pour le couple trace - sous bassin : 13 - 993, 37 - 3462, 63 - 3444, 165 - 1462. Filtre Gaussien d'ordre 2 de la chronique altimétrique (orange). Le temps de revisite des altimètres Jason est de 10 jours. 156

2.15 Principale hypothèse fait sur la morphologie de la plaine d'inondation afin de correctement estimer les volumes inondés ainsi que la position de la station virtuelle altimétrique. 158

2.16 Principe conceptuel du fonctionnement de l'algorithme de positionnement des stations virtuelles avec l'exemple du Solimões au niveau de la trace Jason 13. La partie supérieure montre le profil de retrodiffusion du sous bassin pris en compte avec l'image Gogole Earth associée. Dans la partie inférieure, on distingue bien l'emprise de la rivière ainsi que la plaine alluviale qui lui est associée. Les zones exclues par l'algorithme sont les zones bleues-vertes à faible rétrodiffusion. . . 160

2.17 Profil altimétrique de l'Amazone après sa confluence avec le Tapajós (trace Jason 50). On constate que la rétrodiffusion sur le fleuve est moins importante que celle dans la plaine d'inondation. 161

3.1 Les différentes couches d'entrée utilisées dans le projet Amazone : (a) Occupation et Utilisation des sols. (b) Classes des sols. (c) MNT et distribution des sous-bassins SWAT. (d) Classes de pentes et réseau hydrographique. 189

3.2 Localisation des stations de mesure in situ HyBAM (en rouge) et ANA (en bleu) utilisées dans la calibration du projet. 192

3.3 Comparaison des débits journaliers simulés par SWAT (courbe rouge) au droit des stations de jaugeage HyBAM (points noirs) pour les bassins du Branco, Negro, Purús, Ucayali, Marañon, Solimões, Madeira et l'Amazone à Óbidos. . 199

3.4 Comparaison des débits simulés journaliers par SWAT (courbe rouge) au droit des stations de jaugeage de l'ANA. 202

3.5 La partie supérieure montre la comparaison des séries temporelles de hauteurs d'eau entre 2009 et 2018 où la courbe en gris représente la simulation SWAT, les points bleus font référence aux observations Jason 2 et les points rouges Jason 3. La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle. 206

3.6 Représentation spatiale de l'ensemble des stations Jason sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation. 207

3.7 Profils altimétriques Jason 2 de la trace 13 sur la rivière Ucayali pour 2009 à gauche et 2015 à droite. Les flèches noires indiquent la position potentielle de la station virtuelle. Les deux images (source Google Earth) représentent la zone étudiée entre Août et Octobre 2003 et témoignent du déplacement de la rivière. 208

3.8 La partie supérieure montre la comparaison des séries temporelles de hauteurs d'eau entre 2016 et 2018 où la courbe en gris représente la simulation SWAT, les points verts sont les hauteurs Sentinel-3A. La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle. 212

3.9 Représentation spatiale de l'ensemble des stations Sentinel-3A sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation. 213

3.10 Comparaisons entre les chroniques de hauteurs d'eau simulées dans la plaine d'inondation avec les séries temporelles de hauteurs altimétriques Jason 2 (bleu) Jason 3 (rouge) et Sentinel-3A (vert). La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle. 219

3.11 Comparaisons entre les chroniques de hauteurs d'eau simulées dans la plaine d'inondation avec les séries temporelles de hauteurs pour deux traces Sentinel-3A sur le même sous-bassin. La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle. . 221

3.12 Représentation spatiale de l'ensemble des stations Jason sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation (2009 - 2018). 223

3.13 Représentation spatiale de l'ensemble des stations Sentinel-3A sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation (2016 - 2018). 223

3.14 Représentation spatiale des moyennes mensuelles inter annuelles des volumes inondés en m^3 à l'échelle de l'Amazone. 226

3.15 Dynamique des volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondations (m^3) au pas de temps journalier entre 2000 et 2019 pour l'ensemble des bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents. 228

3.16 Dynamique journalière des volumes d'eau cumulés stockés dans les plaines d'inondation (m^3) des affluents du haut Madeira avec en noir le Madre des Dios, en bleu le Beni, en rouge le Mamore et vert le Guapore et en jaune le volume cumulé de l'ensemble au niveau de la station de Porto Velho entre 2000 et 2018. 231

3.17 Contribution (en pourcentage) de chaque sous bassin au volume total inondé au niveau du système amazonien chaque mois entre 2000 et 2018. Les pourcentages ont été calculés à partir des moyennes mensuelles inter annuelles des volumes mensuels cumulés avec en rose la branche Amazone-Solimões, en marron le Tapajós, en violet le Purús, en rouge le Negro, en vert le Madeira, en orange l'Ucayali et le Marañon et en bleu toutes les autres plaines du bassin. 232

3.18 Comparaison entre les volumes inondés simulés par SWAT-FP et Tourian et al. (2018). Le tableau donne le détail des comparaisons au niveau des zones de l'étude, ainsi que les taux de similarité. La carte permet de spatialiser les zones en question. D'après Tourian et al. (2018). 235

3.19 Rapport journalier entre les débits minima et maxima sur l'ensemble du bassin versant entre les années 2000 et 2018. 238

3.20 Les évènements El Niño et La Niña de 1990 jusqu'à aujourd'hui. Les barres horizontales indiquent l'intensité du phénomène : faible - modéré - intense - très intense. D'après l'Oceanic Niño Index. `https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php` 238

3.21 Rapport journalier entre les débits minima et maxima entre les années 2000 et 2018 pour calculé à l'échelle des bassins Madeira, Negro, Purús, la branche principale de l'Amazone et les bassins andins Ucayali et Marañon. 243

3.22 Anomalies des stocks en eaux libres dans les plaines d'inondation entre 2000 et 2018 pour l'ensemble du bassin versant (noir), la branche principale de l'Amazone (violet), le Madeira (rouge), le Negro (jaune), le Purús (vert) et le Tapajós (bleu). 246

3.23 Moyenne journalière inter annuelle des volumes d'eau (m^3) stockés (en noir), débordés (en bleu) et provenant de la plaine amont (en rouge) au niveau de la plaine d'inondation associée au bief d'Obidós. 249

3.24 Hystérésis antihoraire entre le volume d'eau moyen journalier stocké dans la plaine d'inondation (m^3) et la hauteur d'eau dans le lit mineur (m) au niveau de la plaine d'inondation associée au bief d'Obidós. Le code couleur renvoie au jour de l'année. 250

3.25 Moyenne journalière inter annuelle des hauteurs d'eau dans le bief à Obidós. La ligne horizontale rouge indique la valeur de la hauteur à plein bord. 251

3.26 Moyenne journalière inter annuelle de la vitesse d'écoulement de l'eau dans le bief à Obidós. 252

3.27 Moyenne journalière inter annuelle du nombre de Froude dans le bief à Obidós. 253

3.28 Représentation spatiale des moyennes mensuelles inter annuelles du ratio entre le volume débordé et le volume amont entrant pour chaque plaine d'inondation. Le code couleur indique : en noir, la plaine est vide, en rouge le volume débordé est majoritaire, en bleu le volume amont entrant est majoritaire. 256

3.29 Durée de l'inondation (en jours) et date du début du débordement pour l'Amazone au niveau d'Óbidos, du Solimões à Manacapuru, du Madeira à Fazenda Vista Alegre et du Negro en amont de Manaus entre 2000 et 2018. 258

4.1 Transport des sédiments en fonction des conditions hydrologique, hydraulique et géomorphologique du milieu. D'après Marshak (2005) 262

4.2 Bilan des flux sédimentaires dans le bassin versant de l'Amazone et de ses principaux affluents. Les flux sont exprimés en Mt exportées par an. Figure adaptée de Armijos et al. (2020) complétée par les données de : Armijos et al. (2013); dos Santos et al. (2018); Santini (2020); Vauchel et al. (2017). 267

4.3 Premières modélisation de la concentration en MES à Óbidos. À gauche, sans changement de coefficient de capacité de transport durant la crue, à droite, avec changement. 285

4.4 Corrélation entre la réflectance de surface et la concentration de surface en matière en suspension sur l'Amazone, depuis les images composites à 8 jours de MODIS. D'après Martinez et al. (2009) 288

4.5 Comparaisons entre les concentrations journalières de MES fines simulées par le modèle et celles des stations de mesure HyBAM entre 2000 et 2018. 294

4.6 Localisation des stations virtuelles MODIS dans le cours d'eau (vert) et dans la plaine d'inondation (rouge) mises en place lors du projet. 297

4.7 Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de la station d'Obidos (2008 - 2018). 298

4.8 Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de la confluence entre le Marañon et l'Ucayali (2008 - 2018) 299

4.9 Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS à l'exutoire du Beni (2008 - 2018). 300

4.10 Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de l'exutoire du Mamore (2008 - 2018). 301

4.11 Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS pour les stations (2008 - 2018). . . 302

4.12 Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS pour les stations (2008 - 2018). . . 304

4.13 Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau d'Obidos (2008 - 2018). 306

4.14 Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau du Purús (2008 - 2018). 306

4.15 Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel avant la confluence entre le Purús et le Solimões (2008 - 2018). 307

4.16 Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau du Solimões (2008 - 2018). 307

4.17 Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau de l'Amazone avant la confluence avec le Madeira (2008 - 2018). 308

4.18 Moyenne mensuelle des cumulés journaliers inter annuelle des quantité de MES fines (en tonnes) dans les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone sur la période 2000 - 2018. 310

4.19 Dynamique des MES fines dans les plaines d'inondations (en tonnes) au pas de temps journalier entre 2000 et 2018 pour l'ensemble de bassin-versant de l'Amazone et ses principaux affluents. 312

4.20 Relation entre les débits et la concentration en MES fines simulées au niveau du bief à Obidos (2000 - 2018). Le code couleur renvoie au jour de l'année. On distingue clairement une hystérésis horaire de forme triangulaire. 314

4.21 Relation entre les débits et la concentration en MES fines simulées au niveau de différents cours d'eau (2000 - 2018). Le code couleur renvoie au jour de l'année. 315

4.22 Relation entre les débits et la concentration en MES fines simulées au niveau de la station de Porto Velho entre 2000 et 2018. Le code couleur renvoie au jour de l'année. 317

4.23 Ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur l'ensemble du bassin versant (ramené en pourcentage). Le code couleur permet de discriminer les catégories. En noir sont représentées les plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau. 318

4.24 Ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 au niveau des plaines de l'Amazone (haut) et du Solimões (bas) (ramené en pourcentage). Le code couleur permet de discriminer les catégories. En noir sont représentées les plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau. 320

4.25 Ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur l'ensemble du bassin versant (ramené en pourcentage) au niveau de l'Amazone en haut et du Solimões en bas. Le code couleur permet de discriminer les catégories. En noir sont représentées les plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau. 321

4.26 Représentation des débits moyens annuels (barres bleues) et des flux cumulés annuels de MES fines (en rouge) pour l'Amazone, au niveau d'Óbidos entre 2000 et 2018. 323

4.27 Représentation des débits moyens annuels (barres bleues) et des flux cumulés annuels de MES fines (en rouge) pour les principales rivières andines, au niveau de leurs exutoires (sauf pour Porto Velho). 324

4.28 Représentation des débits moyens annuels (barres bleues) et des flux cumulés annuels de MES fines (en rouge) pour quelques affluents majeurs ainsi que le Solimões à Manacapuru. 326

4.29 Comparaison entre moyennes journalières des débits mesurés in situ (noir) et simulés (rouge) entre 2000 et 2018 sur le Solimões à Manacapuru. 328

4.30 Schéma bilan des flux de MES fines (tonnes par an) pour le bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents entre 2000 et 2018. 330

5.1 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 1. 333

5.2 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 2. Une représentation schématique est ajoutée. 334

5.3 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 3. Une représentation schématique est ajoutée. 335

5.4 Forme d'onde pour le groupe 4. Ici, l'onde reçue par le satellite est multi-pics peu importe la période. 336

5.5 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 5. 337

5.6 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 6. 337

5.7 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 7. Une représentation schématique est ajoutée. 338

5.8 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 8. 339

5.9 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 9. 340

5.10 Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 10. 341

5.11 Méthode elbow appliquée aux volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondation (gauche) et aux sédiments transitants dans les plaines (droite). 344

5.12 Représentation graphique des clusters de volumes inondés dans les plaine d'inondation : les séries temporelles entre 2000 et 2018 ont été normalisées sur les moyennes journalières inter annuelles. Les courbes en gris présentent les séries temporelles du cluster et la courbe rouge représente la moyenne du cluster. . 345

5.13 Représentation graphique des clusters pour les MES fines dans les plaine d'inondation : les séries temporelles entre 2000 et 2018 ont été normalisées sur les moyennes journalières inter annuelles. Les courbes en gris présentent les séries temporelles du cluster et la courbe rouge représente la moyenne du cluster. . 345

5.14 Représentation spatiale des huit clusters associés aux volumes d'eau inondés dans les plaines d'inondation. 346

5.15 Représentation spatiale des six clusters associés aux MES fines dans les plaines d'inondation. 347

5.16 Architecture du réseau de neurones utilisé avec : en entrée les variables géomorphologiques associées aux plaines d'inondation, les trois couches cachées, et en sortie le cluster précédemment déterminé. À noter que le nombre de neurones dans les couches cachées n'est pas contractuel. 350

5.17 Variabilité spatiale et temporelle de la concentration en MES de surface issue d'image Sentinel-2 entre Mai et Octobre 2017 sur l'archipel des Anavilhanas du Rio Negro. D'après Marinho et al. (2021). 356

A.1 Image Google Earth associé à la Figure 3.5, où la trace du satellite apparait en rouge. 368

A.2 Flux sédimentaires journaliers (tonnes) aux droits des principales stations du bassin versant entre 2000 et 2018 369

A.3 Flux sédimentaires détaillés journaliers (tonnes) pour l'année 2013 aux droits des principales stations du bassin versant 369

Liste des tableaux

1.1 Classification et explicitation des unités de réponse hydrologique de type plaine d'inondation. 67

1.2 Bases de données sur les principaux produits issus de l'altimètrie spatiale sur les séries temporelle de hauteurs d'eau pour le bassin amazonien. 110

2.1 Résumé des caractéristiques des différents capteurs et missions destinés à l'observation spatiale des surfaces en eau. D'après une présentation de F. Frappart (LEGOS) 148

3.1 Définition des différentes données d'entrée utilisées pour la simulation SWAT du bassin versant de l'Amazone. 187

3.2 Tableau des paramètres calibrés dans SWAT sur la période 2000 - 2018. . . . 193

3.3 Valeurs de R^2 et de l'indice de Nash Sutcliff (NSE) pour les stations de mesure du réseau HyBAM. 195

3.4 Valeur en km^3 des anomalies à l'échelle annuelle, pour l'ensemble du bassin versant et ses sous systèmes. Le code couleur indique en rouge une année El Niño, en bleu une année La Niña et en noir une année de transition. 247

4.1 Distribution de la taille des particules dans SWAT en fonction de la valeur de la D50 (taille médiane des sédiments du lit et des berges). 277

4.2 Valeurs des indices de satisfaction pour l'ensemble des stations de qualité de l'eau HyBAM. 296

5.1 Résultats du réseau de neurones pour les clusters associées aux volumes d'eau inondés dans les plaines. 351

5.2 Résultats du réseau de neurones pour les clusters associées aux MES fines dans les plaines. 352

Table des sigles et acronymes

SWAT	*Soil and Water Assessment Tool*
SMOS	*Soil Moisture and Ocean Salinity*
SWOT	*Surface Water and Ocean Topography*
SWAF	*Soil WAter Fraction*
SWAF-HR	*Soil WAter Fraction - High Resolution*
ZCIT	*Zone de Convergence Inter-Tropicale*
ENSO	*El Niño Southern Oscillation*
CNES	*Centre National d'Études Spatiales*
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
ESA	*European Space Agency*
SIG	*Système d'Information Géographique*
GMS	*Gauckler-Manning-Strickler*
MES	Matière En Suspension

Introduction

Rien n'est immuable. Les paysages changent au cours du temps et sont en perpétuelle évolution. L'ancienne chaîne hercynienne qui s'est formée entre le Carbonifère et le Permien lors de la genèse du supercontinent Pangéen n'est plus, et seuls des reliquats tels que le Massif Central en France ou certaines parties des Appalaches en Amérique du Nord persistent encore aujourd'hui. Cette lente et inexorable usure des reliefs fournit cependant les éléments nécessaires à la vie. Dans les anciennes cultures Égyptiennes, Hâpy était la personnification divine du Nil. Bien plus qu'une allégorie du fleuve, il est associé aux phénomènes naturels comme la crue durant la saison sèche qui permettait la fertilisation des sols agricoles. Le Nil coule de l'Afrique équatoriale vers la Méditerranée et charrie des eaux riches en nutriments. Son importance capitale a fortement imposé une organisation des communautés autour de ses crues. Ainsi, si les chaînes de montagnes naissent et grandissent sous l'action des forces telluriques, les attaques incessantes des vents et de l'eau érodent ces titans colossaux acheminant leurs restes jusqu'aux océans par les fleuves.



FIGURE 1 – Reconstitution par Intelligence Artificielle de l'apparence présumée du delta du Nil lors des crues. On peut voir que le fleuve joue un rôle central. Il charrie les éléments depuis les montagnes au loin et vient enrichir les cultures au niveau des zones de crue.

La zone critique fait référence à la pellicule la plus externe de notre planète, de la basse atmosphère jusqu'à la lithosphère. Cette zone est caractérisée par des processus physiques, chimiques, biologiques et écologiques complexes qui interagissent ensemble ainsi qu'avec l'ensemble de la biosphère, façonnant alors l'environnement terrestre. Les scientifiques environnementaux étudient la zone critique pour comprendre comment les écosystèmes fonctionnent, comment les sols se forment et évoluent, comment l'eau est stockée et transportée à travers le paysage, quels sont les processus qui influencent les grands cycles biogéochimiques dont dépendent la qualité de l'air et de l'eau, et comment les perturbations environnementales telles que le changement climatique, la déforestation et l'exploitation minière affectent cette zone. Le concept de zone critique a été proposé en 2001 par le National Research Council aux Etats-Unis pour désigner la zone, imparfaitement définie, « entre le ciel et les roches, où interagissent l'eau, les gaz, les minéraux des roches pour donner naissance aux sols, aux eaux, aux êtres vivants qui la peuplent».

L'eau est présente sur tout le globe ; depuis la vapeur contenue dans l'air, jusqu'aux profondeurs des nappes phréatiques en passant par les rivières et les océans. Si l'eau douce constitue 2.5% de toute l'eau présente sur Terre, seulement 0.4% constituent les eaux libres que sont les lacs, les fleuves et les nuages. Le reste est soit stocké dans des réserves souterraines, soit piégé dans les glaciers. Pourtant ces derniers sont peu accessibles car localisés aux pôles. Les hydrosystèmes continentaux ne représentent seulement que 0.025% de l'eau du Globe (FAO, 2003a). Parallèlement, la demande mondiale en eau potable ne cesse d'augmenter (Mekonnen and Hoekstra, 2016) ce qui entraîne un questionnement de plus en plus important sur les problématiques de gestion de la ressource en eau. D'une part, la demande en eau ne cesse de croître en raison de la croissance démographique, de l'urbanisation et du développement économique, ce qui entraîne des pressions croissantes sur les ressources en eau douce de la planète. D'autre part, la raréfaction de la ressource en eau est exacerbée par le changement climatique, qui modifie les cycles hydrologiques, la répartition spatiale et temporelle des précipitations et la fonte des glaciers, réduisant ainsi les disponibilités en eau douce dans certaines régions. Les phénomènes de sécheresse, d'inondation et de dégradation de la qualité de l'eau ont des conséquences de moins en moins négligeables. D'ailleurs, au moment où je reprends ces lignes, une guerre de l'eau commence à pointer son nez en Arizona qui subit des sécheresses sévères depuis de nombreuses années. La situation devient également préoccupante à

nos échelles et des inquiétudes commencent à voir le jour en Occitanie et partout en France pour la gestion de l'eau pendant les étés. Bien que les hydrosystèmes continentaux constituent le réservoir le plus accessible et ainsi, le plus solliciter par les activités humaines, il n'en demeure pas moins que ceux-ci souffrent d'une pénurie de dispositifs de mesure in-situ. De plus, ces mesures peuvent apparaître hétérogènes à la fois dans l'espace et dans le temps. Le corollaire direct est alors la difficulté de mener des études à l'échelle globale.

Les zones humides ont bénéficié pour la première fois d'une désignation internationale lors de la convention de Ramsar qui s'est tenue en Iran en 1971. Selon le premier article de la convention, "ce sont des étendues de marais, de fagnes, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marais basse n'excède pas six mètres". Cette caractérisation, bien que très large et ne devant s'appliquer qu'à l'échelle globale, permet une classification rapide des principales typologies. Les zones humides alluviales sont au cœur des hydrosystèmes continentaux, et caractérisent des milieux de transition entre les écosystèmes aquatiques et les écosystèmes terrestres. Toutefois, la complexité ainsi que la diversité des mécanismes hydrologiques et sédimentaires demeurent encore bien mal représentées dans la plupart des modèles hydrologiques (Lewin et al., 2017). Représentant jusqu'à 7% des terres émergées (Figure. 2), la diversité des zones humides dans les bassins versants témoigne d'un gradient typologique et fonctionnel. De la tourbière jusqu'à la plaine d'inondation, le rôle des zones humides dans les cycles hydrologiques et biogéochimiques est fondamental et une approche holistique de ces territoires intégrés à leur hydrosystème est incontournable. Les plaines d'inondation situées au niveau de la ceinture tropicale sont les plus importantes productrices de carbone labile vers les océans (Abril et al., 2014).

L'alternance entre périodes sèches et périodes inondées favorise une dynamique temporelle différenciée à l'échelle des communautés microbiennes. En outre, il est intéressant de noter une profonde variabilité de la dynamique biogéochimique de ces régions. Dans un premier temps, les zones humides, et plus particulièrement les tourbières, sont considérées comme des puits de carbone. En effet, la communauté scientifique estime que ces dernières permettent de stocker environ 0.83 $PgC.an^{-1}$, au travers de processus de séquestration, notamment des sédiments. Parallèlement, les zones humides sont assujetties à une intense activité biogéochimique en

termes d'émissions de gaz à effet de serre (Sanchez-Pérez et al., 2003). La dénitrification, qui est une réaction bactérienne ayant lieu en condition anaérobie, est l'une des principales voies de transformation des nitrates en milieu humide. Les produits finaux de cette transformation sont le diazote (N_2), le dioxyde de carbone (CO_2) ainsi que le protoxyde d'azote (N_2O) ; les deux derniers étant deux gaz à effet de serre. De plus, de nombreuses études ont montré que les zones humides sont des "hot-spots" privilégiés de dénitrification, en particulier lors des périodes de hautes eaux (Guilhen et al., 2020; Fabre et al., 2020). Ce processus, en plus de témoigner de la qualité de "respiration" des sols, est fortement sensible à la nature des intrants qui peuvent entraîner une perturbation du système. Les pesticides agricoles sont responsables d'un changement du ratio de production N_2 : N_2O en faveur du N_2O. Ainsi, la contribution des écosystèmes humides naturels dans les émissions de gaz à effet de serre atteint 169.36 ± 18.31 TgN/an (Martinez Espinosa, 2021). Les zones alluviales ripariennes de la zone tropicale recouvrent une surface moyenne de six millions de km^2 et possèdent des dynamiques de fonctionnement particulières.

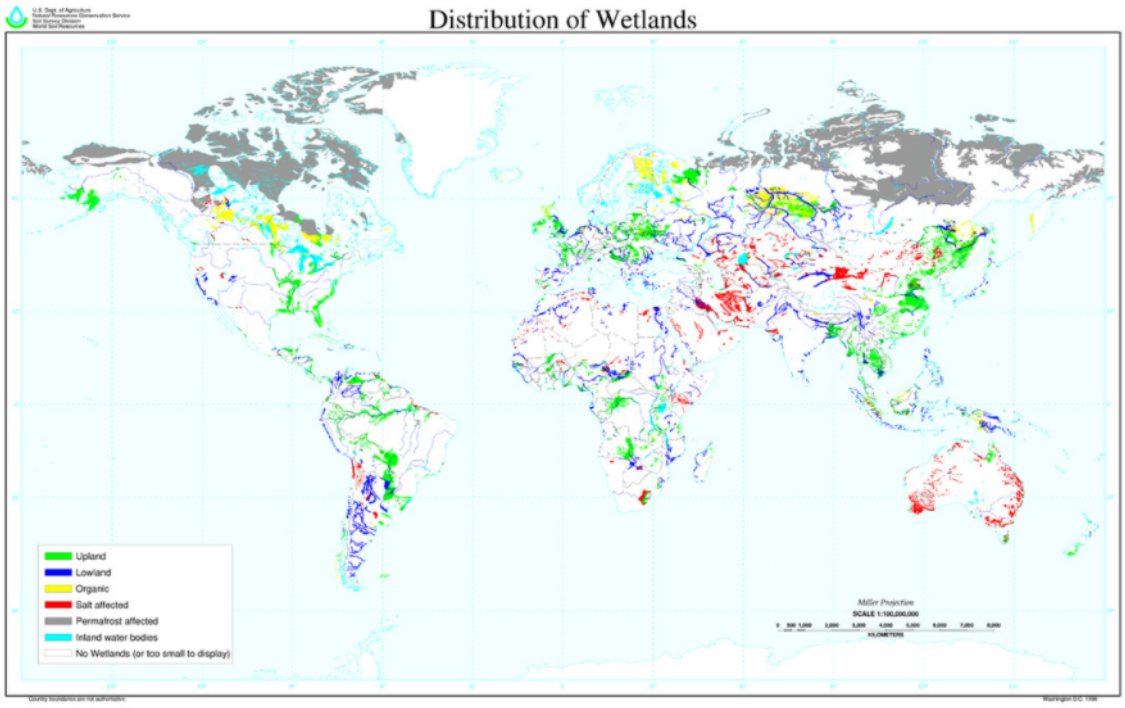


FIGURE 2 – Répartition mondiale des zones humides. Ces dernières sont présentes sur tous les continents de la planète à l'exception de l'Antarctique (Lehner and Döll, 2004).

L'interaction dynamique entre l'écoulement et le transport sédimentaire sont des phénomènes dominants en hydraulique fluviale. Les hydrosystèmes continentaux, depuis l'embouchure des fleuves jusqu'à la source des plus petites rivières perchées dans les montagnes, offrent une multitude de paysages et une variabilité topographique (Bravard and Gilvear, 1996; Schumm; Vannote et al.; Amoros et al.; Hill) qui conditionnent, mis bout à bout, un acheminement singulier des particules. Le devenir d'une particule en transit n'est pas immuable tant sa taille se trouve changée au cours de son transport. Toutefois, bien que cette variabilité temporelle soit importante, la taille et la densité d'une particule déterminent son comportement dans la colonne d'eau (Righetti and Lucarelli, 2010). Les transports sédimentaires par les cours d'eau naturels font intervenir des particules dont la taille varie de celle des galets/graviers, à celle des sables, jusqu'aux particules les plus fines comme les limons ou les argiles. Lorsque les sédiments sont soumis à un fluide en mouvement, plusieurs forces s'exercent sur chaque particule. Si les forces de gravité, réduites à chaque grain, tendent à maintenir la particule au fond, la portance, normale à l'écoulement, tend à la décoller du lit. Enfin, la force de traînée, parallèle à l'écoulement, entraîne les grains vers l'aval. En plus de ces dernières, les particules sont également soumises aux forces liées aux interactions entre elles. Les particules les plus grossières, transportées par charriage ou par saltation, sont bien souvent rapidement déposées au fond du lit ou au droit de dépressions. En effet dans ce dernier cas, la stabilité des particules logées au niveau des marges ou sur le lit de la rivière dépend directement de la contrainte de peau nécessaire pour les mettre en mouvement (Wilcock, 1993; Aguirre-Pe et al., 2003). Les autres particules sont transportées soit par charriage alors que l'écoulement rentre en interaction sur une fine couche de sédiment (Grass, 1981; Meyer-Peter and Müller, 1948; Van Rijn, 1984; Nielsen, 1992; Kalinske, 1947; Einstein, 1942) où les forces visqueuses liées à la contrainte de peau demeurent prépondérantes, soit en suspension sur la hauteur de la colonne d'eau (O'Brien, 1933; Rouse, 1937; Woo et al., 1986).

En 1994, Kondolf (Kondolf, 1994) expose pour la première fois une organisation simplifiée de la dynamique des sédiments au sein du bassin versant. Il l'illustre en tant qu'un convoyeur détraqué. Cette organisation repose sur l'identification d'une zone de production de sédiments en amont du bassin, d'une zone de transit des sédiments dans la portion médiane, et d'une zone d'accumulation dans la portion en aval du bassin versant. En d'autres mots, les sédiments sont produits dans les régions montagneuses et ils sont transportés vers les estuaires, où les

rivières rencontrent les lacs, mers ou océans. L'aspect détraqué du convoyeur veut souligner la composante sporadique du transport des sédiments : les sédiments ne sont pas transportés en continu de l'amont vers l'aval, mais plutôt par sauts successifs lorsque des crues surviennent et les mobilisent, avec des temps de stockage pouvant aller de quelques secondes à plusieurs millions d'années.

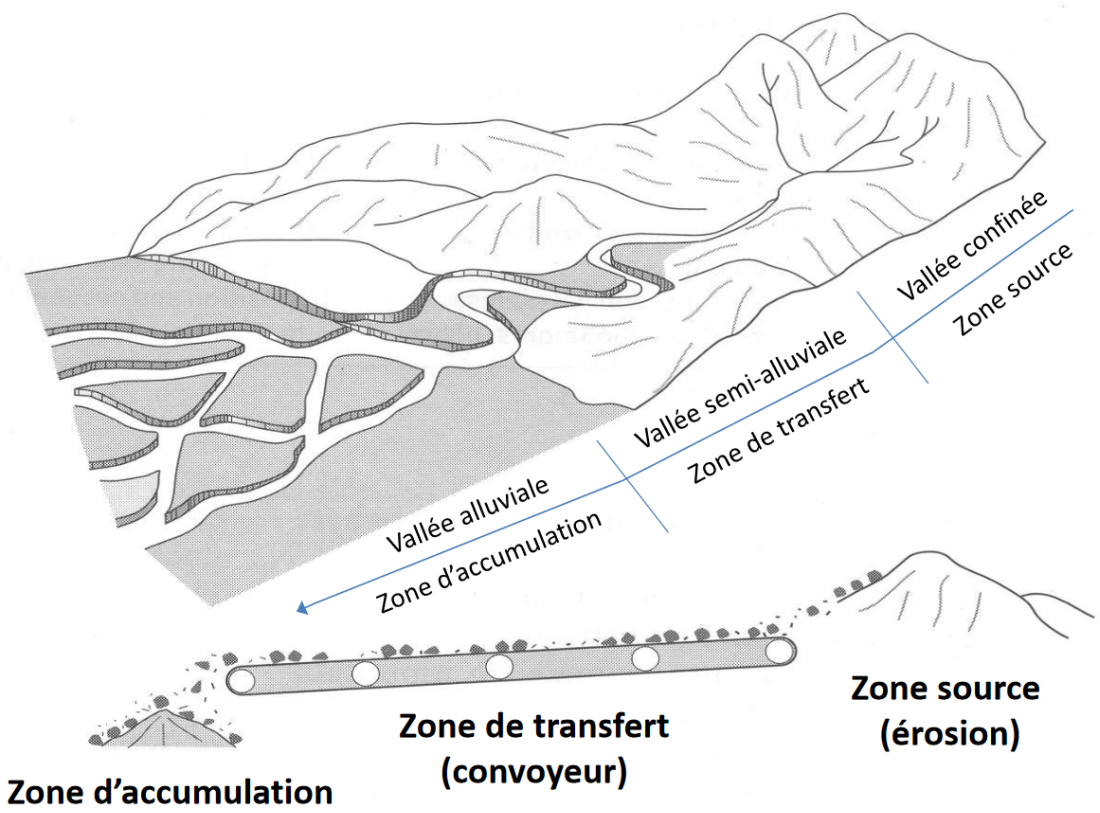


FIGURE 3 – Illustration du convoyeur détraqué de Kondolf où le bassin versant est segmenté entre zones productrices de sédiments (montagnes), zones de transit (vallées) et des zones de stockage (plaines alluviales). Adapté d'après Brierley and Fryirs (2005).

Ce modèle simplifié permet de souligner deux points importants de la dynamique fluviale. D'abord, il établit clairement le lien entre une zone d'érosion et une zone d'accumulation. Ce lien exprimé à l'échelle du bassin versant par le modèle de Kondolf est également valable à l'échelle de corridors fluviaux et même de morphologies fluviales à l'intérieur d'un tronçon de rivière. On peut, par exemple, utiliser l'analogie du convoyeur détraqué pour expliquer la formation des méandres qui sont composés de zones d'érosion et de zones d'accumulation. Le lien entre les zones d'érosion et d'accumulation peut sembler évident, mais il importe qu'il soit intégré de manière systématique à la compréhension des problématiques liées à

la dynamique des cours d'eau. Ensuite, le modèle révèle les liens étroits existants entre les processus d'érosion et d'accumulation et les formes d'érosion et d'accumulation. Les ravins et canyons sont des formes d'érosion que l'on retrouve principalement dans les zones de production de sédiments. De la même manière, les cônes alluviaux et les deltas se retrouvent dans les zones d'accumulation. Ce lien entre forme et processus est crucial, et impacte d'autant plus les processus sédimentaires aux lieux des zones ripariennes.

Par conséquent, afin d'appréhender de façon optimale tous les enjeux de ces territoires aux superficies titanesques, il semble indispensable et pertinent de prendre de la hauteur.
De leur point de vue unique, les satellites d'observation de la Terre fournissent des informations essentielles pour comprendre les complexités de notre planète et surveiller les questions environnementales. La première photographie aérienne, prise par Nadar à partir d'un ballon en 1858, peut être considérée comme le point de départ de ce qui deviendra la télédétection. Le développement de la technologie de télédétection non photographique fit d'immenses progrès après la mise en orbite, en 1972, du premier satellite de cartographie, Landsat 1. Depuis, les missions spatiales d'observation de la Terre se sont multipliées et diversifiées : météo, climat, études de la composition atmosphérique, surveillance des écosystèmes et des grands cycles biogéochimiques, études de la Terre solides, température et hauteur de l'océan, mais également études du cycle de l'eau et bien d'autres. La Terre est un système complexe composé de nombreuses interactions. Son observation à grande échelle permet en outre de mieux comprendre son fonctionnement et ses évolutions. En ce qui nous concerne, le bassin versant de l'Amazone est un des sites les plus suivis où chaque composante du cycle hydrologique est mesurée par télédétection (Figure. 4). Le potentiel et le succès de ces missions ont vite été reconnus. En effet, ces mesures peuvent servir de point de contrôle et de validation afin d'augmenter la précision des modélisations numériques.

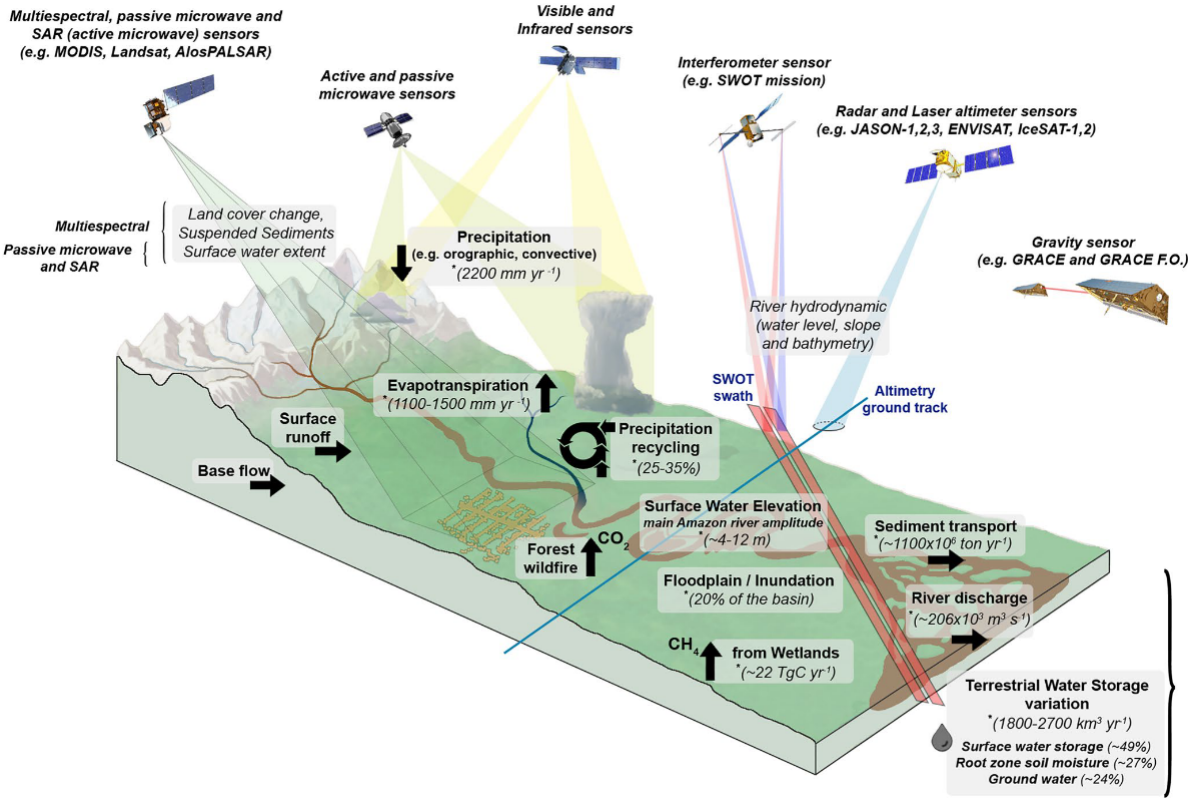


FIGURE 4 – Illustration de l'intégration des différentes missions spatiales pour l'étude du cycle de l'eau sur le bassin versant de l'Amazone. Extrait de Fassoni-Andrade et al. (2021).

Fleuve de tous les superlatifs, l'Amazone et son bassin versant regorgent d'abondance autant en termes d'eau douce, que de biodiversité faunistique et floristique. Depuis les dernières décennies, la modification du climat par les activités anthropiques a de plus en plus d'impacts sur les milieux naturels. Véritable laboratoire témoin des perturbations anthropiques et climatiques, les problématiques de transferts de flux d'eau et de sédiments dans le bassin versant amazonien se posent. Ces questionnements sont d'autant plus légitimes au niveau des zones alluviales ripariennes du bassin versant, qui viennent tamponner et déphaser les débits liquide et solide. Cependant, les réseaux de mesure ne sont pas suffisamment denses pour atteindre une quantification satisfaisante des flux ainsi que l'interaction entre le système fluvial et sa plaine d'inondation. De par son étendue extraordinaire, l'hydrosystème amazonien nous contraint de construire une méthode intégrée, basée sur un couplage pertinent entre mesures in-situ, observations spatiales et modélisation hydro-sédimentaire afin de suivre et quantifier les flux d'eau et de particules.

Les travaux exposés dans ce manuscrit de thèse s'efforcent de quantifier et de comprendre les processus de transfert hydrologique et de matières en suspension fines dans le bassin versant de l'Amazone, plus particulièrement au niveau des zones alluviales ripariennes.
S'il semble cruciale dans un premier temps de détailler l'hydrosystème amazonien, c'est pour en saisir toute la complexité, les enjeux ainsi que les problématiques qui lui sont attachées (Fig. 5). Alors, le Chapitre 1 présentera en premier lieu le site d'étude avant d'exposer un état de l'art relatif aux différentes thématiques abordées telles que la modélisation numérique en hydrologie et hydraulique, le rôle des zones humides ou encore l'altimétrie spatiale en milieu continental, avec une attention particulière sur l'état des recherches au niveau du bassin versant de l'Amazone.
Le Chapitre 2 se concentrera principalement sur la méthodologie et les développements qui ont pu être réalisés lors de ces travaux. Ainsi, il s'attachera à détailler le modèle SWAT-FloodPlain et les formalismes qui lui sont propres en termes de transferts d'eau. Par la suite, une description de la méthodologie développée afin d'utiliser l'altimétrie spatiale en zone alluviale pour valider les simulations du modèle. Le chapitre se conclut enfin avec une démonstration de ce couplage au niveau du bassin versant du Madeira, site test, sous la forme d'une publication.
Le Chapitre 3 s'intéresse aux résultats des simulations du modèle dans les plaines d'inondation au niveau de l'ensemble du bassin versant de l'Amazone et de l'adéquation des résultats avec les observations issues de l'altimétrie spatiale. Il présente également le détail des dynamiques de ces stocks en eaux libres ainsi que l'effet des évènements climatiques extrêmes sur ces dernières.
Le Chapitre 4 s'ouvre sur l'état actuel des connaissances sur les transferts de sédiments au niveau de bassin versant, ce qui permet ensuite de présenter les formalismes introduits dans le modèle dans le cas des matières en suspension fines. Suit alors la méthodologie appliquée afin de suivre ces dernières depuis l'espace. Enfin, ce chapitre présente les résultats du module sédimentaire dans les cours d'eau et les plaines d'inondation avant de proposer une réactualisation des flux de sédiments.
Le Chapitre 5 regroupe pour finir sous la forme d'une discussion générale, les travaux annexes qui ont pu être réalisés pendant la thèse, tels que l'utilisation d'algorithmes d'intelligence artificielle afin de classifier la typologie des plaines d'inondation ou encore des réflexions sur les résultats.

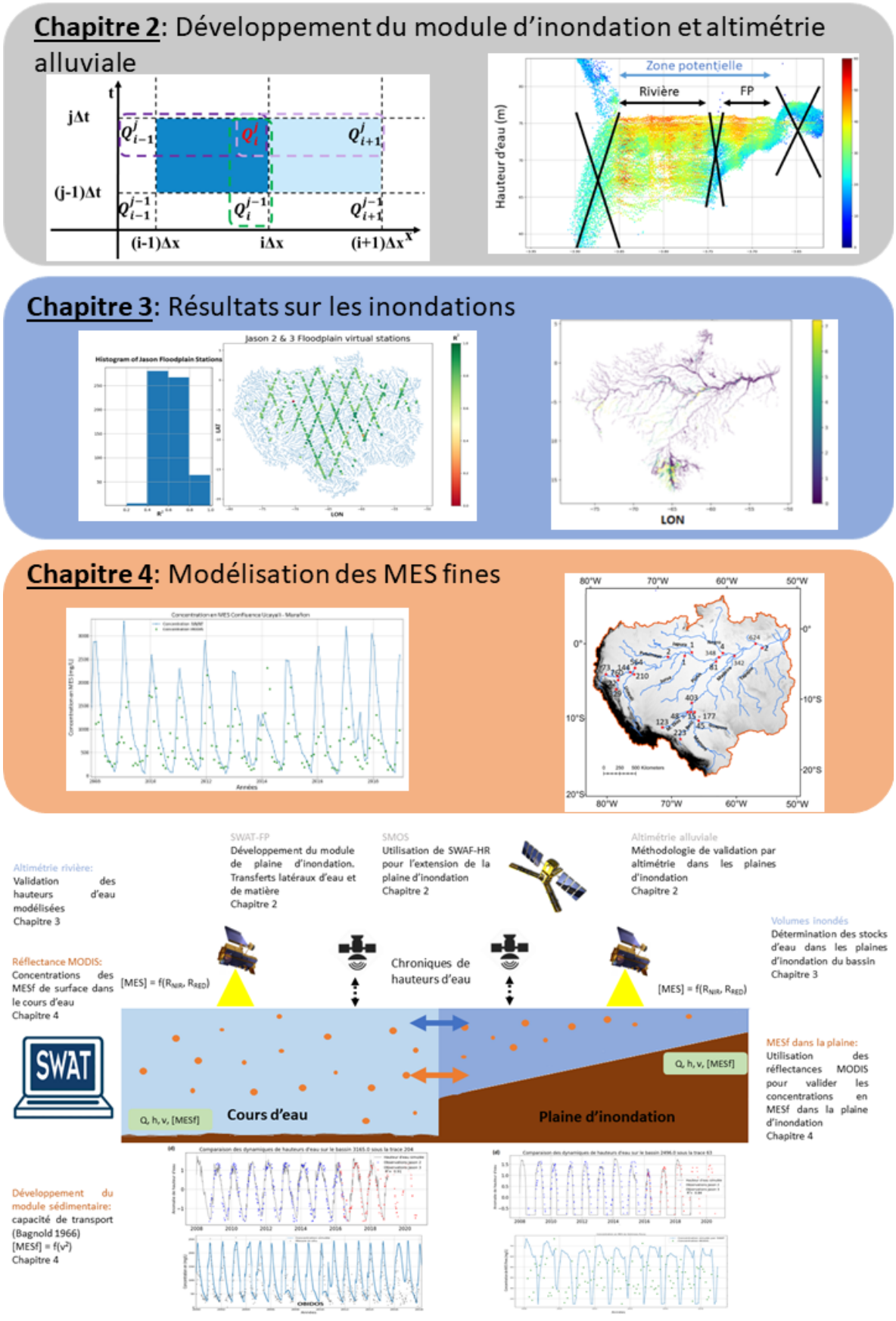


FIGURE 5 – Schéma des principaux résultats et des axes méthodologiques développés dans le manuscrit.

Chapitre 1

Des milieux tropicaux naturels à la modélisation hydro-sédimentaire de l'Amazone.

"Tenter, braver, persister, persévérer, s'être fidèle à soi-même, prendre corps à corps le destin, étonner la catastrophe par le peu de peur qu'elle nous fait, tantôt affronter la puissance injuste, tantôt insulter la victoire ivre, tenir bon, tenir tête ; voilà l'exemple dont les peuples ont besoin, et la lumière qui les électrise."

Victor Hugo

Les Misérables (1862)

Sommaire

1.1 Le climat Amazonien. 12

1.2 Le fleuve Amazone et ses principaux affluents : description générale. 20

1.3 Géométries des cours d'eau et modélisation de la propriété des écoulements. 50

1.4 Le rôle des zones alluviales ripariennes dans les transferts d'eau et de sédiments. 63

1.5 État de l'art relatif à la mesure altimétrique en milieu fluvial. 77

1.1 Le climat Amazonien.

1.1.1 Le régime des précipitations.

Le bassin versant de l'Amazone s'étend entre le 20ème parallèle Sud et le 5ème parallèle Nord. Le climat de l'Amazonie est de type équatorial humide. Les précipitations y sont abondantes tout au long de l'année, environ 2 300 mm par an (Espinoza Villar et al., 2009a), avec des températures chaudes et constantes. De manière globale, la saison des pluies s'étend généralement de décembre à mai (hiver boréal), et la saison sèche de juin à novembre (été boréal). Cependant, le climat peut varier considérablement selon la région. En effet, étant à cheval sur l'Équateur, le bassin versant est influencé par les composantes des deux hémisphères Nord et Sud. Le régime des précipitations est alors fortement contrasté (Ronchail and Gallaire, 2006; Espinoza Villar et al., 2009a) et subit l'influence de l'oscillation Nord-Sud de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Cette dernière est une bande de nuages et de précipitations qui se déplace en fonction des saisons et se trouve généralement à l'Équateur. Elle est causée par l'interaction entre les vents alizés chauds et humides des deux hémisphères et des zones de basses pressions autour de l'Équateur. Lorsque ces vents se rencontrent, ils créent une zone de forte instabilité atmosphérique qui se traduit par des nuages et des précipitations abondantes. C'est le facteur principal responsable de la saison des pluies dans les régions tropicales, ou dans notre cas, de la mousson Sud-américaine.

Ainsi, le contexte climatique particulier du bassin amazonien est le fruit de l'interaction entre trois composantes majeures : les flux d'humidité provenant de l'Atlantique causés par la ZCIT. Les Andes, qui forment une barrière naturelle orographique venant piéger les nuages sur le bassin. Et enfin, le recyclage des précipitations dû à l'évapotranspiration de la forêt tropicale. La distribution des précipitations sur le bassin versant est très hétérogène, avec une différence pouvant atteindre plus de 50 mm par an (Figure. 1.1).

Le régime des précipitations entre les parties Nord et Sud du bassin est bien marqué. En effet, dans la partie septentrionale (Japura, Negro, Trombetas et Putumayo) les maxima de précipitations sont atteints pendant l'été boréal entre Mai et Juillet. Dans le cas des bassins Sud, les pluies sont les plus abondantes lors des mois d'hiver boréal. Il existe ainsi un décalage de quelques mois entre les précipitations arrosant les parties Nord et Sud.

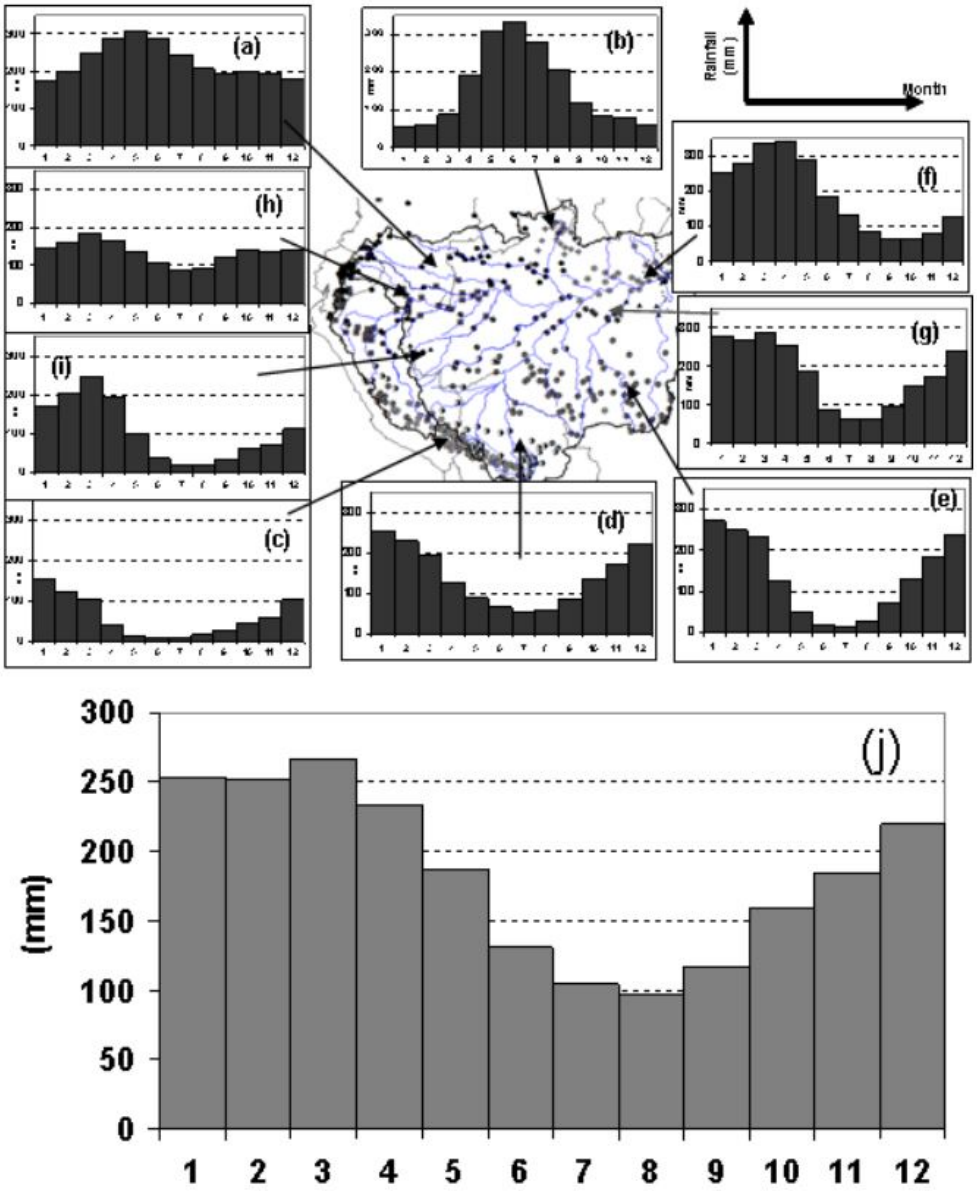


FIGURE 1.1 – D'après (Espinoza Villar et al., 2009b). De (a) à (i) : Régime annuel des précipitations classifié sur les différentes régions amazoniennes estimé à partir des 756 stations de mesure utilisées dans l'étude. Chaque graphique résume la moyenne des précipitations d'une classe. (j) Régime annuel moyen des précipitations du bassin au delta.

En ce qui concerne les régions centrale et méridionale du bassin versant, le régime des précipitations présente une forte variabilité saisonnière. Les différences de pluie entre la saison sèche et la saison humide peuvent atteindre parfois plus de 200 mm selon les années et les régions. À l'inverse la partie Nord-Ouest du bassin (Fig. 1.1 (a)) présente une faible variabilité saisonnière avec des pluies abondantes ($\sim$ 200 mm par mois) tout au long de l'année. Cependant ce phénomène diminue tant en intensité qu'en temporalité en se déplaçant vers l'Est du bassin.

Il est également intéressant de noter que les bassins andins sont généralement ceux qui connaissent le plus de précipitations en termes de quantité d'eau reçue. Prenons pour illustrer ce fait, le bassin du Madeira. Les précipitations annuelles moyennes sur la partie septentrionale du Madeira varient entre 2 500 mm au Nord et 1 000 mm au Sud (Roche et al., 1991). À l'inverse, dans les parties andines, la variation de pluie est beaucoup plus marquée avec des précipitations allant de 200 mm à plus de 6 000 mm aux hautes altitudes (Espinoza et al., 2014). Les précipitations du bassin versant du Madeira sont typiques d'un régime tropical austral avec une saison sèche marquée en Mai-Juin et une saison humide qui s'étale entre les mois de Décembre et Mars (Ronchail et al., 2005) où tombent 75% du total des précipitations. Cette importante saison des pluies est à mettre en relation à la fois avec le système de mousson Sud-Américain qui apporte cet air chargé d'humidité depuis l'Océan Atlantique ainsi que la présence de la forêt tropicale (Vera et al., 2006). Plusieurs études ont montré qu'une partie non négligeable de la variabilité des précipitations sur le bassin est due au phénomène El Niño (*El Niño Southern Oscillation - ENSO)* dans les régions andines ainsi qu'à l'augmentation de la température de surface de l'Océan Atlantique tropical ou sub-tropical (Ronchail and Gallaire, 2006).

1.1.2 Intensification du cycle hydrologique et réponse du bassin versant.

L'intensification du cycle hydrologique dans le bassin amazonien est un sujet de préoccupation croissant en raison de ses conséquences potentiellement dévastatrices pour les écosystèmes, les populations locales et les industries qui dépendent de l'eau de la région.

Les principales causes de l'intensification du cycle hydrologique dans le bassin amazonien incluent le changement climatique, la déforestation, le changement d'occupation des sols et l'utilisation croissante de l'eau pour l'agriculture et l'énergie. Le changement climatique modifie les modèles de précipitation et de température, entraînant une augmentation des précipitations et une réduction des périodes de sécheresse dans certaines parties de la région. La déforestation, quant à elle, réduit la capacité de la forêt à absorber l'eau de pluie et à maintenir des niveaux d'humidité stables. Enfin, l'utilisation croissante de l'eau pour l'agriculture et l'énergie peut entraîner une surexploitation des sources d'eau et une diminution de la disponibilité de l'eau pour d'autres utilisations.

Les conséquences de l'intensification du cycle hydrologique dans le bassin amazonien sont nombreuses et variées. Tout d'abord, les inondations et les crues peuvent causer des dommages importants aux infrastructures, aux cultures et aux habitats naturels. Les périodes de sécheresse plus courtes peuvent entraîner une diminution des débits de rivières et une augmentation de la salinité de l'eau, ce qui peut avoir des conséquences négatives sur la faune et la flore aquatiques.

Ainsi, de manière globale, le cycle hydrologique du bassin amazonien devient de plus en plus variable depuis les trois dernières décennies. En parallèle, les événements extrêmes sont de plus en plus fréquents : on notera par exemple les crues records de 2008-2009, 2011-2012 et 2013-2014 ainsi que des sécheresses importantes survenues en 2005, 2007 et 2010 (Marengo et al., 2008). La Figure. 1.2 tirée de Gloor et al. (2015) résume les transformations globales du cycle hydrologique de l'Amazone. La tendance actuelle montre alors à la fois une augmentation du débit global de l'Amazone ainsi qu'une amplification des maxima et minima de débits. Ce phénomène est concomitant de l'augmentation des précipitations nettes sur le bassin. Gloor et al. (2013) montrera qu'elle est causée par la hausse des précipitations pendant la saison humide dans les parties Nord, Nord-Ouest et Centrale du bassin. Dans cette même étude, les auteurs expliquent l'intensification du cycle hydrologique de l'Amazone par une augmentation de la température de surface de l'Océan Atlantique tropical qui viendrait ainsi perturber le cycle de la mousson Sud-Américaine.

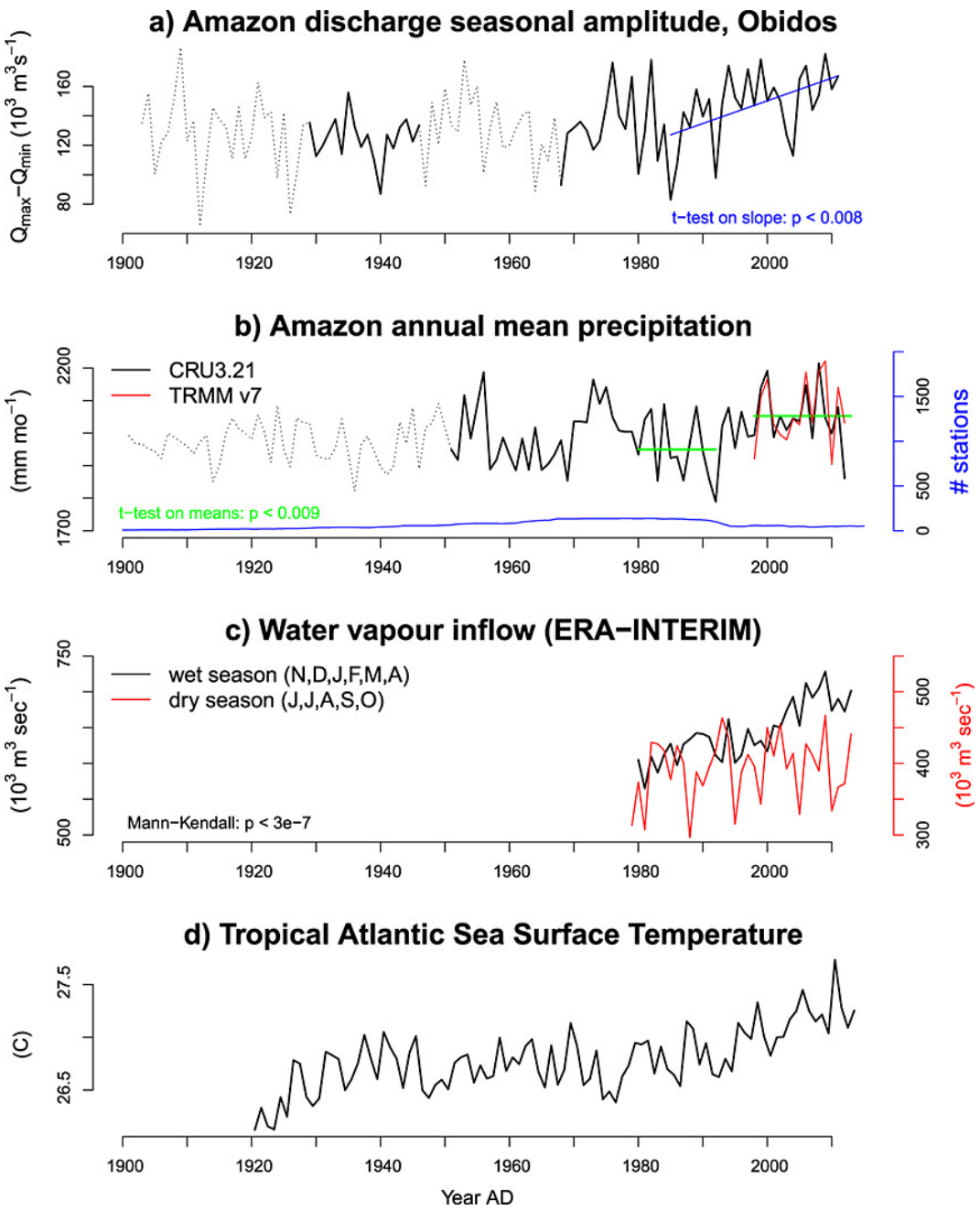


FIGURE 1.2 – (a) Différence entre les débits mensuels maxima et minima à la station Óbidos avec une reconstitution de la chronique (pointillés) réalisée par Callede et al. (2004). (b) Moyenne des précipitations annuelles sur l'Amazone et le Tocantins sur la base des données CRU 3.21 (Climatic Research Unit - Harris et al. (2014) et TRMM v7 (Huffman et al., 2007). (c) Flux de vapeur d'eau entrant sur le bassin d'après les réanalyses du produit ERA-Interim (Dee et al., 2011), en période sèche (rouge) et humide (noir). (d) Température de l'eau de surface de l'Océan Atlantique tropical à partir des enregistrements U.S National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA - Smith et al. (2008). D'après Gloor et al. (2015).

En effet, les anomalies de températures de surface de l'Océan Atlantique perturbent la circulation atmosphérique à grande échelle, et provoquent ainsi une augmentation des flux de vapeur d'eau vers le bassin amazonien notamment lors des périodes humides. De plus, les dernières simulations climatiques suggèrent un prolongement de cette tendance dans le siècle à venir (Kitoh et al., 2013), notamment pour les régions tropicales soumises à la mousson.

Toujours est-il, l'impact de ces transformations ne fait pas à l'heure actuelle consensus dans la communauté scientifique. En effet, les études comme celles de Gloor et al. (2013) qui suggèrent une intensification récente du cycle hydrologique de l'Amazone sont intéressantes car elles tendent à aller à l'encontre d'une série d'études bien connues, qui suggéraient que l'Amazone viendrait à s'assécher tout au long du 21ème siècle. Cela aurait, entre autres, entraîné le remplacement de la forêt alluviale par des savanes alors que ce phénomène serait déjà en cours, à l'Est du bassin (White et al., 1999; Cox et al., 2000; Betts et al., 2004; Cox et al., 2008; Huntingford et al., 2013). Les résultats suggérant une intensification du cycle hydrologique de l'Amazone diffèrent également de plusieurs autres études, qui indiquent un assèchement de l'Amazone (Costa and Foley, 1999; Dai et al., 2009; Marengo et al., 2011; Trenberth, 2011; Hilker et al., 2014) qui totalise une période allant de 1902 à 2008, bien que Espinoza Villar et al. (2009a) aient signalé une diminution du ruissellement de faible niveau dans les sous-bassins du Sud, mais une légère augmentation du ruissellement de niveau élevé dans la région du Nord-Ouest pour la période 1974 à 2004. Néanmoins, l'ensemble de ces études a conduit à la perception générale que l'Amazonie s'assèche.

Néanmoins, cette tendance globale n'impacte pas de façon uniforme l'ensemble du bassin versant de l'Amazone, dans le cas des précipitations (Fig. 1.3). Rien que dans la partie andine, il existe de fortes disparités avec par exemple des régions comme le Marañon ou la partie orientale du Haut Madeira qui tendent à être plus humides sur la période 2003-2013, alors que les zones de piédmont et d'avant-pays, comme certaines régions de l'Ucayali et du Madre de Dios, ont connu des périodes relativement plus sèches depuis ces 15 à 20 dernières années.

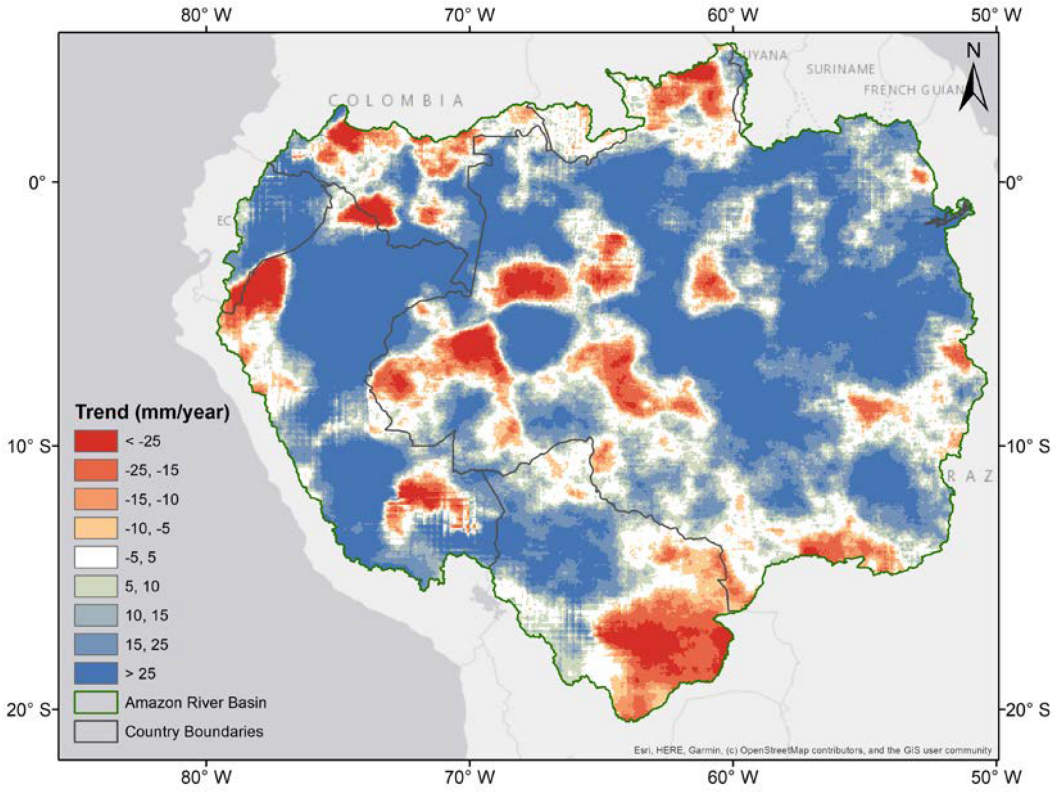


FIGURE 1.3 – Différence entre les précipitations moyennes entre 2003 et 2013 sur l'ensemble du bassin de l'Amazone d'après le produit global CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data). D'après Paca et al. (2020).

Enfin, le phénomène ENSO tient également une place importante dans la régulation des flux d'eau à l'échelle du bassin de l'Amazone. Le phénomène El Niño désigne un courant côtier saisonnier chaud au large du Pérou et de l'Équateur. Actuellement, ce terme regroupe le phénomène climatique et océanique de l'oscillation australe. ENSO a une influence sur les précipitations du bassin amazonien et ceci particulièrement au niveau des régions Est. La Figure. 1.4 décrit les effets de ces phénomènes sur plusieurs composantes du cycle hydrologique amazonien. Ainsi, durant les fortes années El Niño, il est possible d'observer globalement une diminution des précipitations, ainsi que du débit de l'Amazone et de ses principaux émissaires en même temps qu'une réduction des surfaces inondées. À l'inverse, les années La Niña tendent à être plus humides avec généralement une augmentation des composantes suscitées. Davidson et al. (2012) décriront que les événements les plus extrêmes de l'Amazone (crues, sécheresses) sont à mettre en relation avec des épisodes El Niño ou La Niña particulièrement importants.

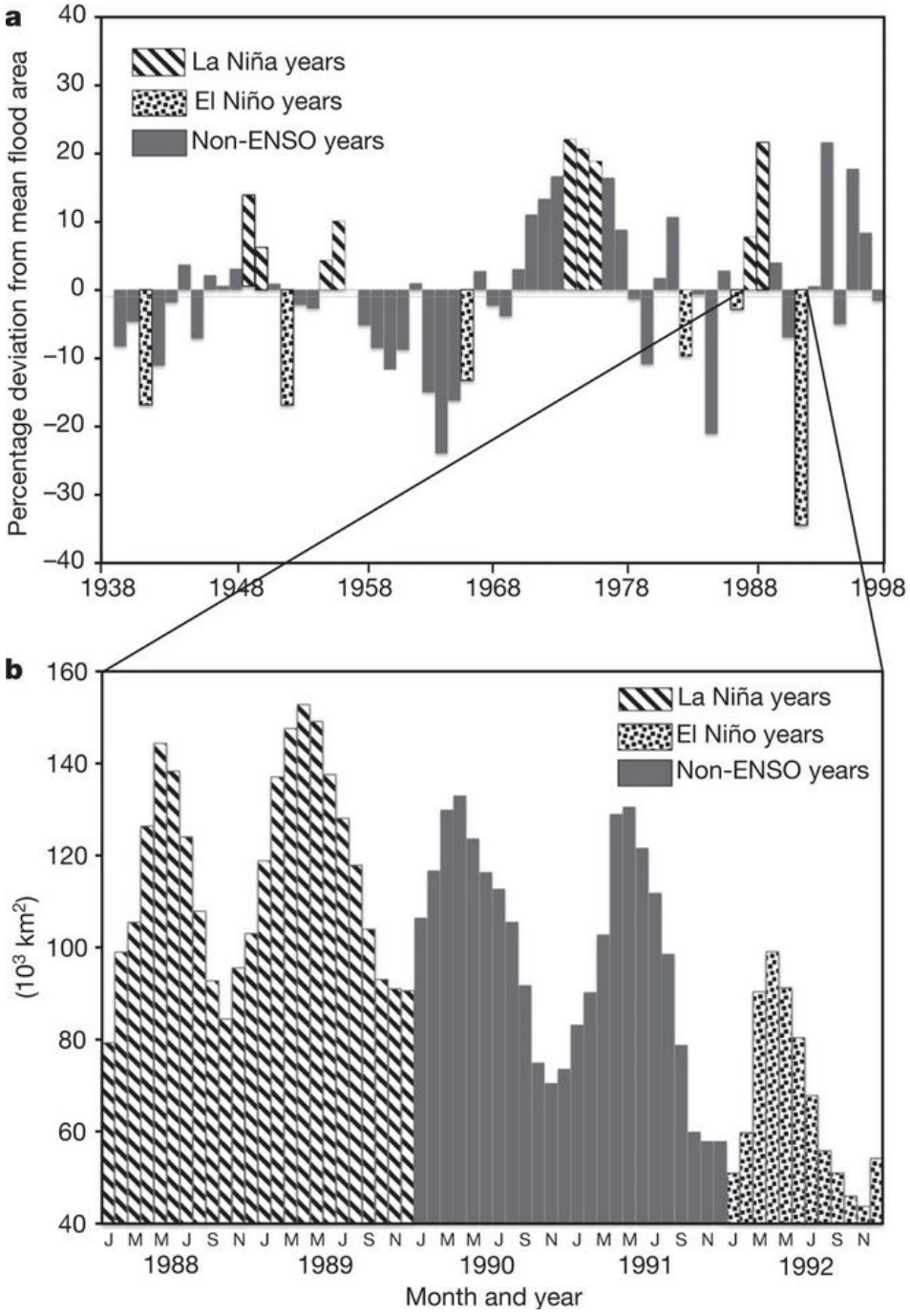


FIGURE 1.4 – D'après Davidson et al. (2012). Série temporelle de simulations de variations interannuelles de différence entre les surfaces inondées (en pourcentage) sur le bassin amazonien. (a) Superposition des événements ENSO sur la période 1938-1998. (b) Pour cinq années, superpositions des épisodes ENSO pour les schémas saisonniers d'inondation. Les barres rayées représentent les années La Niña ; les barres en pointillés les années El Niño et les barres pleines, les années non ENSO.

1.2 Le fleuve Amazone et ses principaux affluents : description générale.

D'une superficie de plus de 6 000 000 km^2, le bassin amazonien est le plus grand bassin versant du monde et représente à lui seul environ 5% des terres émergées (Molinier et al., 1996). Avec un débit moyen annuel de 206 000 $m^3.s^{-1}$ (Callède et al., 2010), il constitue de très loin le fleuve de la planète roulant le débit le plus important. De ce fait, le système amazonien contribue à plus de 20% des apports en eaux douces aux océans (Dai and Trenberth, 2002). Le bassin versant amazonien regroupe à lui seul plus de mille cours d'eau. Bien que la plupart n'atteignent pas l'océan, les grands affluents de l'Amazone sont aisément classés dans le top des plus grands fleuves mondiaux. Ce système fluvial présente des caractéristiques sans pareil dont ses affluents témoignent avec fidélité de toute la complexité et de la diversité rencontrées. Dans la suite de l'étude, bien que nous descendrons à un niveau de discrétisation relativement fin, il reste néanmoins intéressant de décrire le bassin de l'Amazone selon les sous-systèmes majeurs exposés en Figure 1.5.

Si l'océan Atlantique et la Cordillère des Andes constituent les limites Est et Ouest du bassin versant, les cratons guyanais et brésilien forment les frontières septentrionale et méridionale du système amazonien. Ce dernier abrite la plus vaste forêt tropicale de la planète et un des écosystèmes les plus riches (Malhi et al., 2006; Saatchi et al., 2007). La branche principale de l'Amazone intègre une grande partie de l'hydro-système amazonien (80%). Les transferts de masses d'eau y sont particulièrement complexes. Les vastes plaines d'inondation, inexorablement modelées au fil des débordements successifs, tiennent un rôle prépondérant dans les échanges latéraux avec le cours d'eau, qui sont bien souvent du même ordre que les flux délivrés à l'océan. Les caractéristiques morpho-géologiques de ce bassin *quasi* transcontinental sont au cœur de la variabilité climatique et des dynamiques hydrologiques du bassin et de ses tributaires.



FIGURE 1.5 – Le bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents (National Geographic World Map).

1.2.1 La branche principale de l'Amazone.

Le bassin versant de l'Amazone s'étend sur sept pays dont majoritairement le Brésil, qui compte pour 63% de sa superficie, le Pérou (16%), la Bolivie (12%), la Colombie (6%), l'Équateur (2%), le Venezuela et la Guyane (1%). Le fleuve Amazone se forme au Pérou à la confluence entre l'Ucayali et le Marañon, deux rivières andines, près de la localité de Nauta. D'abord appelé "Amazonas" par les péruviens, le fleuve parcourt plus d'une centaine de kilomètres vers le Nord jusqu'à rencontrer la rivière Napo, avant de bifurquer vers le Sud-Est, sur plus de 400 km en direction de la frontière entre le Pérou, le Brésil et la Colombie. À Tabatinga, frontière entre ces trois pays, le fleuve prend son appellation brésilienne de "Solimões". Déjà, son débit moyen annuel est de 36 030 $m^3.s^{-1}$ (Getirana et al., 2013), ce qui équivaut grossièrement au débit moyen annuel du Congo, deuxième fleuve mondial, à son exutoire (Laraque et al., 2009).

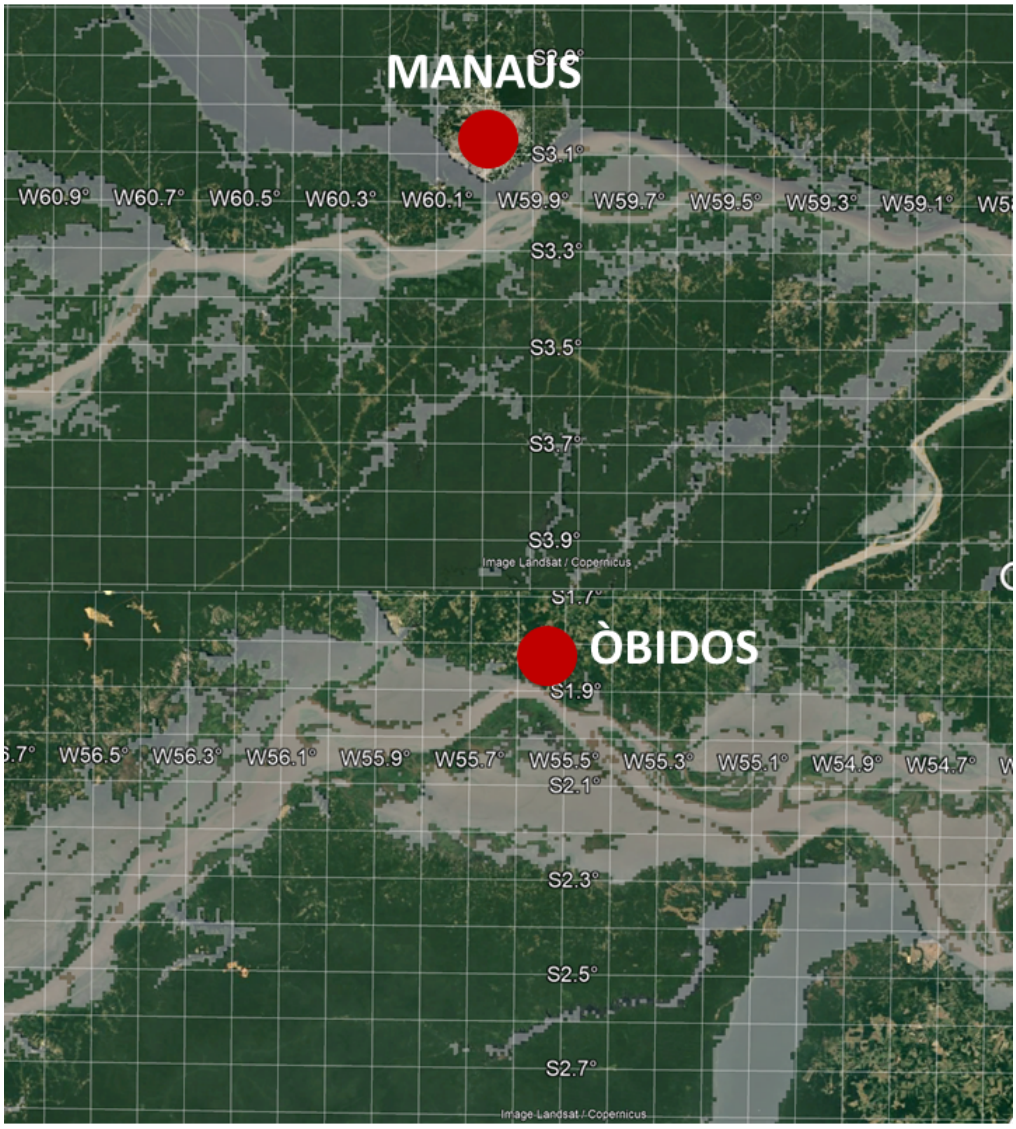


FIGURE 1.6 – La plaine d'inondation de l'Amazone au niveau des villes de Manaus et d'Òbidos. L'extension maximale de la plaine est représentée par le calque blanc sur la carte et est issue des données SWAF-HR. Pour appréhender son immensité, le quadrillage est constitué par des carrés de 10 km de côté.

Il reste encore toutefois plus de 3 000 km de périple avant que le fleuve puisse rejoindre l'océan. À mi-parcours, et après avoir phagocyté les apports de ses nombreux tributaires, le Solimões rencontre les eaux noires et pauvres en sédiments du Rio Négro ; c'est la rencontre des eaux ou "Encontro das Águas" en brésilien. À partir de Manaus, le fleuve reprend son nom d'Amazone et serpente encore quelques 1 500 km avant de rejoindre l'océan Atlantique. Durant cette dernière section, la largeur du fleuve connaît de fortes variations non linéaires

pouvant aller de quelques kilomètres jusqu'à plus de 20 km à son exutoire. Ici, la plaine alluviale, ou basse terrasse ("varzea" en brésilien), est de largeur variable : 50 km à Òbidos et 200 km à Manaus (Figure. 1.6). Le fleuve se subdivise alors en une multitude de lacs et bras secondaires à caractère plus ou moins anastomosé (Trigg et al., 2012).

1.2.1.1 Description du régime hydrologique de la branche principale de l'Amazone.

L'hydrologie de la branche principale du fleuve Amazone est directement influencée par les dynamiques de ses tributaires. Ceux-ci peuvent être regroupés en quatre grandes régions hydrologiques (Figure. 1.7). Les "**Rio Branco**" sont surtout des affluents de l'Ouest du bassin, en provenance des Andes péruviennes : Marañon, Ucayali, Putumayo, Napo, Juruá, Purús, Madeira et Branco. Ces rivières drainent des formations géologiques jeunes et particulièrement tendres où l'érosion est intense. Les sédiments qui y sont transportés sont riches en éléments nutritifs, calcaire, magnésium et autres métaux divers, ce qui donne aux eaux une couleur brun-jaune caractéristique. Les "**Rio Negro**" drainent quant à eux les anciens massifs cristallins des boucliers guyanais et brésiliens, aux sols pauvres. Ces derniers sont relativement très pauvres en sédiments du fait qu'ils ont été lessivés et érodés depuis la fin du Précambrien, il y a deux milliards d'années (Cordani et al., 1988). Ces eaux sont transparentes, acides mais considérées comme les plus pures du monde. On les surnomme souvent les "Rios de fome" ou fleuves de la faim. On distingue deux sous-types de systèmes. Les "**Rio Azuis**" ou fleuves bleus qui coulent depuis le Sud vers le Nord. Ces derniers prennent leurs sources au niveau du craton brésilien et sont légèrement moins colorés : Guaporé, Tapajos et Xingu. Les "**Rio Negro**" proprement dits coulent du Nord vers le Sud, drainant ainsi le craton guyanais. Leur teinte noir-rouge témoignent de la décomposition de la matière organique.

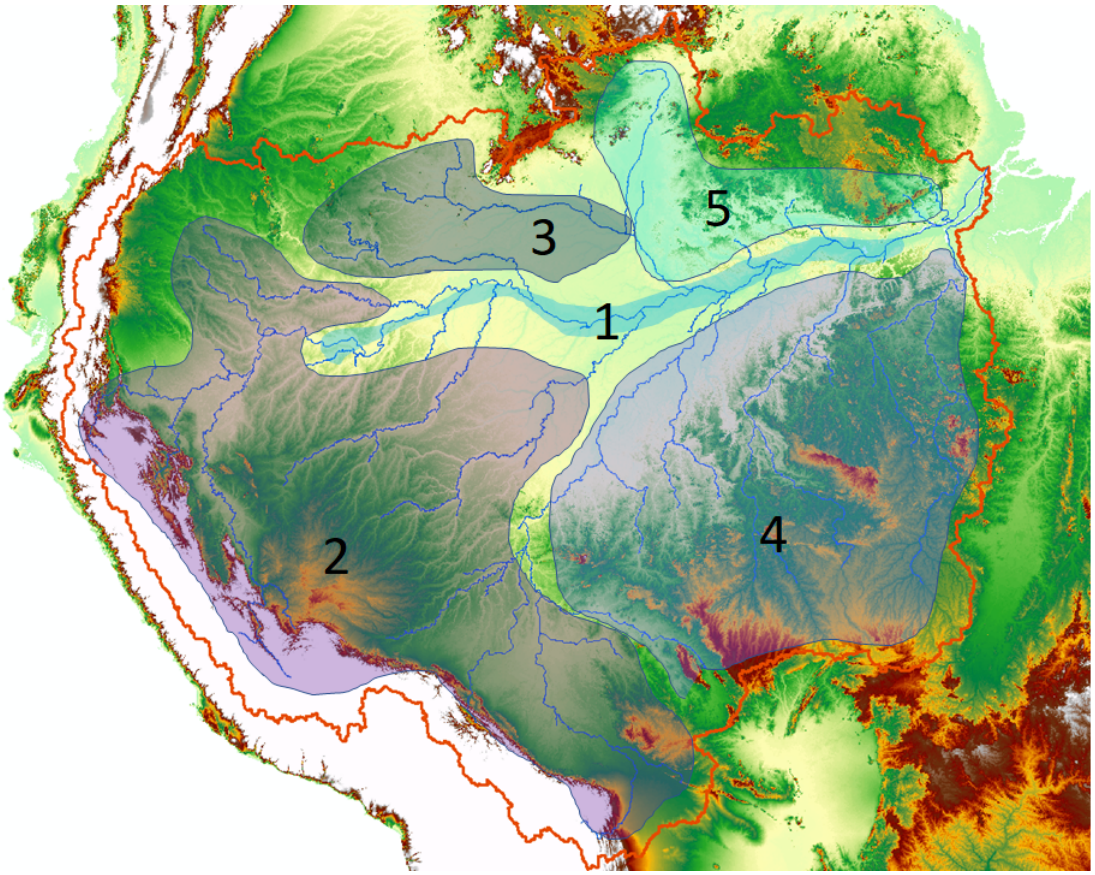


FIGURE 1.7 – Les grandes régions hydrologiques amazoniennes, contribuant chacune de manière significative au régime de (1) la branche principale Amazone-Solimões. On discerne (2) les affluents andins, (3) les rios "Negro" ainsi que les rivières drainant les (4) boucliers brésiliens et (5) guyanais.

Le régime du Solimões, puis de l'Amazone, résulte de l'intégration de l'ensemble des différentes dynamiques de ses affluents, à laquelle vient s'ajouter l'effet de sa monstrueuse plaine d'inondation venant laminer la crue. Il se définit alors comme un régime équatorial altéré, pondéré, avec un maximum étalé de Mai à Août, et un débit d'étiage très soutenu en Octobre-Novembre (Figure. 1.8).

Devol et al. (1995) décrivent l'hydrologie de la branche principale de l'Amazone comme l'agrégation des masses d'eau provenant des régions andines avec celles des affluents principaux où viennent s'ajouter des "sources locales" qui correspondent à des cours d'eau d'importance moindre drainant les plaines. La contribution de chaque masse d'eau évolue au cours de l'année hydrologique. De manière très générale, les contributions andines sont maximales de Novembre à Mai et peuvent participer à 60% du débit de l'Amazone. De Juin à Septembre,

saison sèche, la contribution des cours d'eau andins diminue jusqu'à atteindre un minimum de 30% en Août. En ce qui concerne les affluents principaux, leurs dynamiques de contribution ressemblent grossièrement à celle des masses d'eau andines. Ainsi, de Novembre à Mai, les grands tributaires participent au débit principal à hauteur de 50%. Cette contribution diminue jusqu'à 30% lors de la saison sèche avec un minimum atteint entre Septembre et Octobre. En définitive, il apparaît que la contribution des affluents est décalée d'un mois par rapport aux Andes. Enfin, les "sources locales" se composent quant à elles d'une multitude de cours d'eau mineurs, mais elles désignent également tous les flux d'eau qui ont pu être stockés auparavant dans les zones humides. Bien que la contribution de ces sources, prises individuellement, soit mince, elles constituent, une fois agrégées, une fraction significative du débit du bief principal. D'une part, celle-ci peut atteindre un total de 40% entre les mois d'Août et de Septembre, pendant la période de récession de l'eau. D'autre part, lors des périodes de montée des eaux et de crue, la contribution de ces sources est négative dans la mesure où elles viennent tamponner et stocker le flux d'eau débordant au niveau des plaines d'inondation.

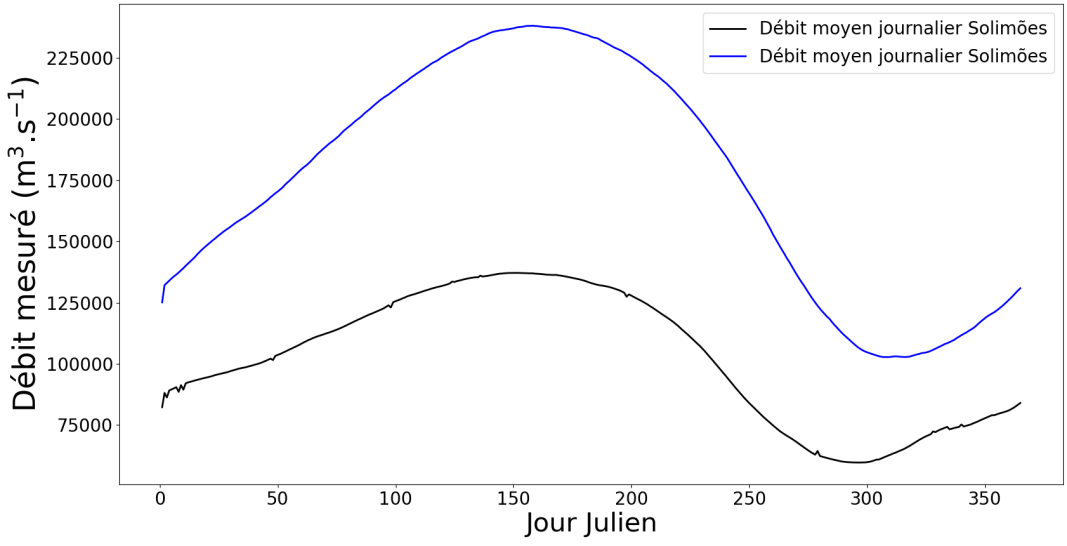


FIGURE 1.8 – Débits moyens mesurés du fleuve Amazone (en bleu) à Òbidos et du Solimões (en noir) à Manacapuru. Source des données : SO-HyBAM

1.2.1.2 Contrôles géologiques du bassin versant et des grandes plaines amazoniennes.

La formation du bassin versant de l'Amazone est contemporaine de la genèse du continent sud-américain. Suite à la dislocation de la Pangée à la fin du Permien entre 135 et 130 Ma, des systèmes de rifts séparent l'Amérique du Sud de l'Afrique, donnant ainsi naissance à l'Atlantique. Ces évènements entraînent une déformation de la lithosphère amazonienne. Le craton amazonien mis en place à l'Archéen (environ 2.8 Ga) se subdivise pour former d'un côté le craton guyannais (ou Plateau des Guyanes) et de l'autre le craton brésilien (ou bouclier du Guaporé) lors de la formation d'un ancien bassin sédimentaire au Paléozoïque (Figure. 1.9A). Les boucliers sont constitués de roches essentiellement cristallines, pliées et métamorphisées au cours d'anciennes orogenèses. Ces plateaux ont été soumis à une forte érosion et possèdent actuellement une altitude moyenne faible, de l'ordre de 150 m. Sur le bouclier guyanais, les sédiments affleurent sur environ 800 km (les monts de Pacaraima, Roraima et Parima à la frontière Brésil - Venezuela), et peuvent se trouver à des altitudes de 3000 m ("Pico da Neblina", 3014 m). Pour le bouclier du Brésil central, le point le plus haut est le mont du Aguapeí, avec 1150 m d'altitude, situé à la limite Sud du bassin amazonien, proche du bassin versant du Paraguay (Putzer, 1984). La plaine amazonienne est donc aujourd'hui constituée d'une grande dépression, relativement plate, sur laquelle coule le fleuve Amazone depuis le piédmont de la chaîne des Andes jusqu'à l'océan Atlantique.

La surrection des Andes qui débute au Crétacé est un élément clef du façonnage du réseau hydrographique transcontinental de l'Amazone. Le bassin amazonien est, d'un point de vue structural, composé de divers sous-bassins emboîtés selon un schéma tectonique particulier. De nombreux arcs structuraux, principalement quatre, exercent toujours un fort contrôle sur l'organisation du drainage des hydro-systèmes : l'arc de Gurupá, du Purús, d'Iquitos et de Fiztcarrald (Figure. 1.9B). Ces grandes structures séparent de grands bassins structuraux à caractère plus ou moins sédimentaire. L'arc de Fitzcarrald sépare ainsi le bassin d'avant-pays en deux unités principales : le bassin d'avant-pays Nord Amazonien, constitué des réseaux de l'Ucayali, Marañon et Napo, et le bassin d'avant-pays Sud Amazonien qui regroupe les grands affluents boliviens du Madeira (Espurt et al., 2009). L'arc d'Iquitos vient séparer le bassin d'arrière-pays Nord Amazonien du bassin du Solimões. Ainsi, en Amazonie brésilienne,

entre les boucliers guyanais et brésilien, 4 bassins intra-cratoniques ont été identifiés à l'Est de l'arc d'Iquitos (intraforeland uplift), alors qu'à l'Ouest de cet arc, la région est constituée par quatre bassins de retro-arc (Hoorn et al., 1995). L'arc du Purús marque la séparation du bassin sédimentaire de l'Amazone. La plaine amazonienne est caractérisée par d'importantes quantités de sédiments restés piégés depuis le Cénozoïque.

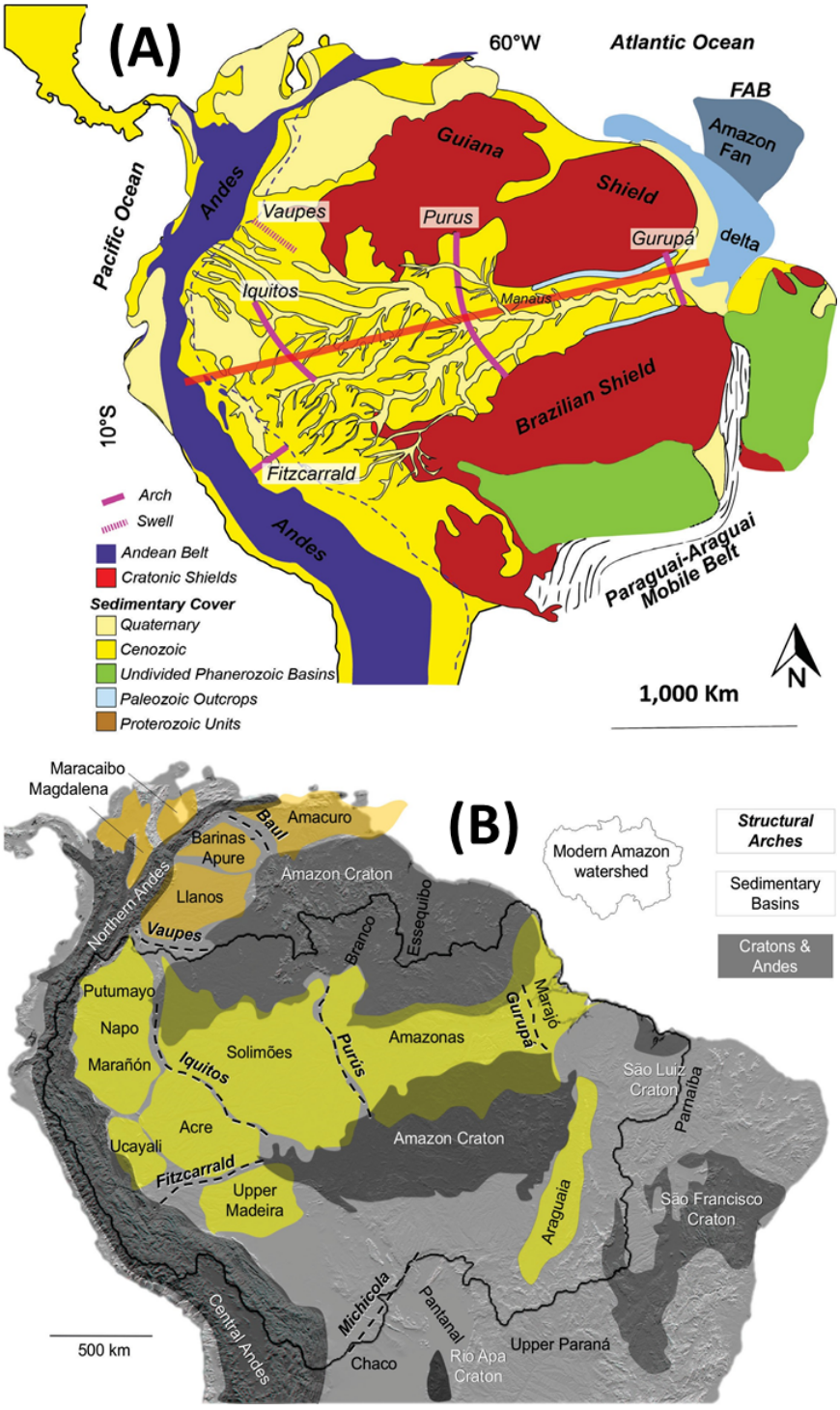


FIGURE 1.9 – (A) Carte géologique simplifiée du bassin versant de l'Amazone montrant les principales unités géomorphologiques. FAB : *Foz do Amazonas Basin*. (B) Les principaux reliefs contrôlant la connectivité hydrologique du bassin versant. D'après Albert et al. (2018).

Les évènements d'orogenèse des Andes ont profondément transformé le réseau de drainage de l'Amazone (Figure. 1.10). Au début du Cénozoïque, la majeure partie du réseau Nord-Est est orienté vers le Nord, le long de la paléo-vallée de l'Orénoque et d'un delta découvert. Les périodes d'activité tectonique réduite de la marge active, couplées à des modifications climatiques, ont favorisé les incursions marines à la fin de l'Éocène (-33 Ma). L'un des systèmes les plus importants de ces mers intérieures est le système de méga-zone humide Pebas, mis en place au Miocène, il y a environ 13 Ma. Le soulèvement significatif des Andes entraine la fermeture de l'isthme du Panama au Pliocène et provoque la mise en place du réseau de drainage transcontinental contemporain de l'Amazone.

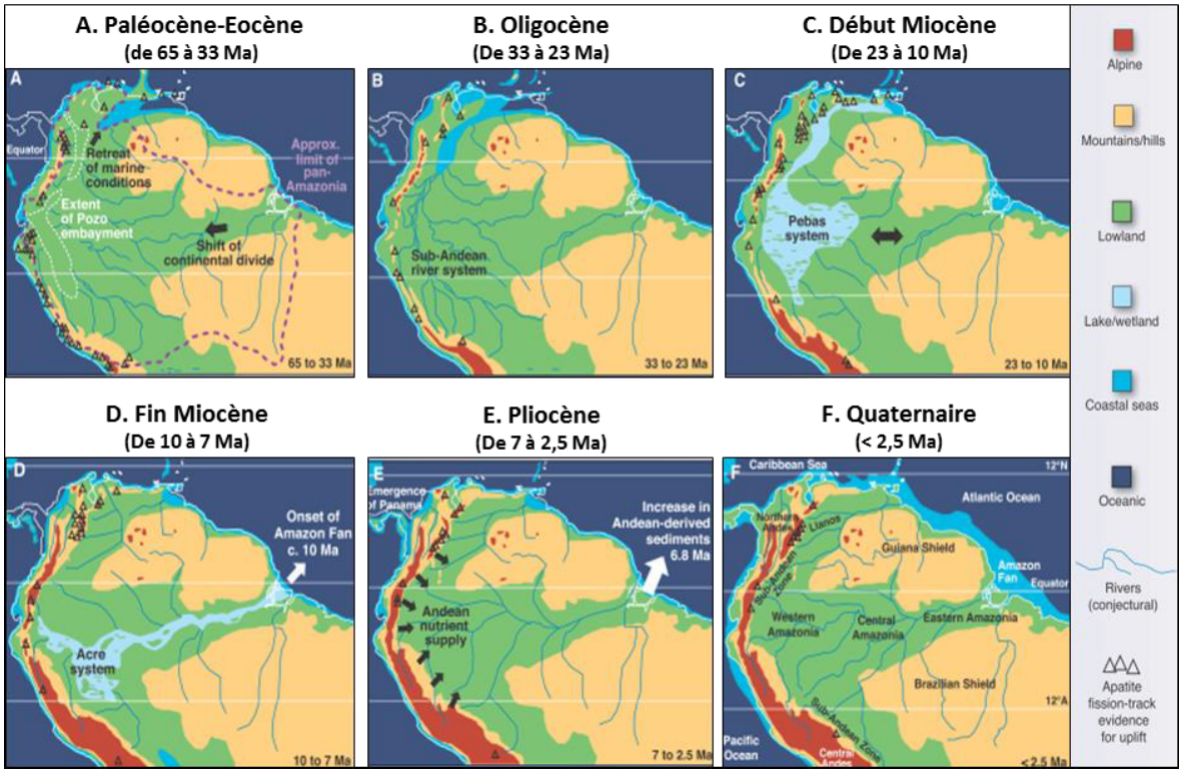


FIGURE 1.10 – Carte paléo-géographique de l'évolution des réseaux de drainage du bassin de l'Amazone et de l'Orénoque. (A) Extension de l'Amazonie. Rupture des plaques du Pacifique et début du soulèvement des Andes. (B) Suite du soulèvement des Andes avec un drainage Est-Ouest du bassin amazonien. (C) Formation des montagnes dans le centre et le Nord des Andes (12 Ma) et d'une méga-zone humide. (D) Soulèvement du Nord des Andes restreint à la partie pan-Amazonienne (E) Disparition de la zone humide et expansion des terres de forêts humides ; clôture de l'isthme du Panama. (F) Quaternaire. D'après Hoorn et al. (2010b)

Enfin, lors du dernier maximum glaciaire au Würm il y a 21 000 ans, le niveau global de l'Atlantique se situait à environ une centaine de mètres en dessous du niveau actuel (Guilcher, 1969; Engelhart and Horton, 2012). Il en résulte ainsi une profonde incision de la vallée fluviale tout le long du continuum de l'axe principal de l'Amazone et de ses affluents. Lors de la transgression flandrienne, le niveau moyen des océans remonte, donnant au fleuve l'allure qu'on lui connait aujourd'hui. À son embouchure, le delta de l'Amazone se voit ennoyé alors que plus en amont, l'ancienne vallée fluviale devient un vaste lac. Le phénomène d'élargissement des vallées se répercute également au niveau des confluences entre l'Amazone et ses tributaires (les Anavilhanas sur le Rio Negro).

1.2.2 Les affluents provenant des Andes.

Les cours d'eau en provenance des Andes sont caractérisés par un régime hydrologique dit tropical-austral, avec des hautes eaux de Janvier à Mars. Il est intéressant de remarquer que les rivières issues directement des versants andins telles que la rivière Ucayali et Beni montrent effectivement un pic de débit lors des mois d'été austral (Espinoza Villar et al., 2009a; Lavado Casimiro et al., 2013). Ce pic est généralement maximal aux alentours du mois de Février. À l'inverse, les cours d'eau tels que le Purús, malgré le fait que ce dernier ne prenne pas à proprement parler sa source dans les Andes, qui, après être sortis des montagnes, drainent un large territoire de plaine, voient leur module de débit sensiblement décalé d'un voire deux mois vers le début de l'automne austral. Le rôle de la plaine alluviale de ces bassins est ici prépondérant (Alsdorf et al., 2005) dans la mesure où les échanges latéraux entre celle-ci et le cours d'eau entretiennent un débit important lors des périodes de crue (Paiva et al., 2011). Enfin, il est toujours intéressant de noter l'effet de la plaine alluviale sur la lamination du module de débit sur ces rivières, à l'inverse de l'Ucayali et du Beni. Toujours est-il que l'ensemble de ces bassins partagent un étiage prononcé et étalé pendant l'hiver austral (Espinoza et al., 2011; Ronchail et al., 2018) où le débit est en moyenne quatre fois inférieur à celui de crue.

1.2.2.1 Le bassin versant de l'Ucayali.

La rivière Ucayali est considérée comme étant à l'origine du fleuve Amazone. D'une longueur de rivière d'environ 2 700 km, son bassin versant s'étend sur 350 000 km^2. Avec un débit annuel moyen de 12 100 $m^3.s^{-1}$ (Santini et al., 2019), il représente 6% des apports en eaux douces de l'Amazone à l'Océan. Prenant sa source dans la Cordillère Occidentale péruvienne, le bassin versant de l'Ucayali s'organise autour de deux émissaires principaux : les Rios Apurímac et Mantaro. Le Rio Apurímac, d'une longueur de rivière d'environ 690 km, est considéré aujourd'hui comme la source principale de l'Amazone. Il trouve son origine dans la montagne Nevado Mismi, entre Cuzco et Arequipa, et est donc la partie supérieure du Rio Ucayali. À l'inverse, le rio Mantaro prend sa source au niveau des Hauts-Plateaux. Le Rio Ene naît ainsi de la confluence entre le Mantaro et l'Aprurímac. Il devient ainsi le Tambo après la rencontre avec le Rio Perené. L'Ucayali prend véritablement son nom près de la localité d'Atalaya lors de la rencontre entre les Rios Tambo et Urubamba. Ce dernier est un affluent du Sud-Est du bassin qui prend sa source dans la Cordillère Vilcanota. Il est intéressant de remarquer tout d'abord que ces tributaires de tête de bassin prennent tous leurs sources à des altitudes qui dépassent les 5 000 m, au niveau des Cordillères Vilcanota au Sud-Est et Vilcabamba au Sud du bassin. Enfin, leurs versants constituent des hauts lieux des civilisations précolombiennes (Incas) et comptent des sites importants comme le Machu Picchu.

Dans cette région, le bassin présente une architecture structurelle complexe supplantée de nombreuses failles. À l'Est de la Cordillère Occidentale, la ceinture Sub-Andine se développe entre le milieu du Miocène et le Pliocène (il y a environ 20 à 5 Ma) (Dumont et al., 1991) par raccourcissement et épaississement crustal alors que la plaque de Nazca avance vers l'Est (Espurt et al., 2008). Les bassins andins au Sud, tels que le bassin de l'Ene ou du Camisea, reposent sur un socle cristallin. Entre le Permien et le Trias, la réactivation d'anciennes failles permet l'intrusion de roches plutoniques dans le socle, ce qui forme de nouveaux reliefs. C'est le cas des Cordillères Vilcanota et Vilcabamba mais aussi de dômes, dont le plus important est celui de Merced (Espurt et al., 2008; Iribarne et al., 2018; Zamora et al., 2019). Enfin, la Cordillère d'Otishi sépare les deux bassins. L'ensemble de ces structures exercent un contrôle flexural sur les bassins Sub-Andins ainsi que sur l'arrière-pays du bassin de l'Ucayali (Dumont et al., 1991; Espurt et al., 2007; Zamora et al., 2019).



FIGURE 1.11 – Le bassin versant de l'Ucayali.

Plus au Nord, l'Ucayali coule dans un monoclinal encaissé entre la Cordillère d'El Shira et l'arc de Fitzcarrald qui exercent toujours un contrôle fléxural sur le cours d'eau. La dépression à l'Est des montagnes d'El Shira piège une grande partie des sédiments arrachés aux versants Andins et transportés par l'Ucayali (Santini et al., 2015). Lors de son parcours, le style fluvial de la rivière oscille entre anabranche à caractère plus ou moins anastomosé et méandrique ; le cours d'eau présente une forte sinuosité et une migration active des méandres (Lamotte, 1990; Walcker et al., 2021).

Une fois les reliefs de la Cordillère d'El Shira dépassés, le Rio Ucayali serpente ensuite vers le Nord sur plus de 2 000 km et recueille alors les eaux de ses nombreux émissaires, tant sur sa rive gauche que sur sa rive droite. Les affluents de sa rive gauche drainent les formations issues de la Cordillère Azul et contribuent ainsi davantage au module de débit de l'Ucayali du fait de conditions pluviométriques particulièrement élevées : les Rios Pachitea, Aguaytia, Pisquí et Cushabatay en sont les principaux affluents. Ici, le cours d'eau entre dans un bassin sédimentaire transporté (ou piggy-back en anglais) qui s'étend jusqu'au chevauchement du Moa Divisor. Au niveau de la confluence avec le Pachitea, la plaine d'inondation s'élargit ; les processus sédimentaires sont complexes. Santini et al. (2019) ont montré que l'affluent est un hotspot de l'érosion Andine et enrichit massivement en sédiments ($\sim$ 60 Mt.an^{-1}) l'Ucayali, dont la charge solide s'élève déjà à 392 Mt.an^{-1}. Plus au Nord, la rivière rentre dans la dépression d'Ucumara. Ici, l'Ucayali difflue sur près de 130 km. Les deux bras se rejoindront peu avant la confluence avec le Marañon et l'arc d'Iquitos. Cette dépression est principalement remplie de sédiments détritiques Quaternaire (Dumont et al., 1991; Roddaz et al., 2005a,b). L'apport sédimentaire des tributaires reste sensiblement marginal.

Je me permets d'ouvrir une petite parenthèse ici afin de vous partager un des phénomènes les plus méconnus. Cette histoire est issue d'un conte magique qui pourrait déstabiliser même les plus sceptiques. Dans les vieux mythes péruviens, il existe dans la forêt amazonienne une rivière sacrée, protégée par un chaman. La rivière était perpétuellement en ébullition et la chaleur de l'eau ébouillantait quelconque animal qui avait le malheur d'y plonger. Ce serait dû aux pouvoirs de l'esprit qui habiterait ces lieux, Yakumama, serpent géant mère à l'origine de toutes les eaux. Outre le mythe, cette rivière existe bel et bien ; il s'agit de la rivière Shanay-Timpishka qui est un affluent du Pachitea. La rivière s'écoule sur 6 km, fait 25 m de large

et est profonde d'environ 6 m. La température est comprise en moyenne entre 90 et 95řC. Pourtant le volcan le plus proche se trouve à plus de 650 km de là. Après plusieurs années de recherche scientifique, d'après le géologue Andès Ruzo, il semble impossible d'expliquer l'origine de cette rivière (Ruzo, 2016) ; à moins peut-être d'impliquer une force surnaturelle péruvienne. Cependant, l'hypothèse la plus probable aujourd'hui est que l'eau proviendrait des glaciers des Andes et, à la suite de son infiltration dans la croûte terrestre, celle-ci ressurgirait bouillante grâce au gradient géothermique.

1.2.2.2 Le bassin versant du Marañon.

La rivière Marañon est le second plus long affluent ouest de l'Amazone. D'une longueur de rivière d'environ 1 400 km, le bassin versant s'étend sur 362 000 km^2. Avec un débit moyen annuel de 14 700 $m^3.s^{-1}$ (Guyot et al., 2007) il formera, à la confluence avec l'Ucayali, le fleuve "Amazonas" (Fig. 1.12). Ce bassin versant demeure encore un des bassins peu étudiés, malgré le fait qu'il constitue une source non négligeable, connectant de manière libre les glaciers des Andes péruviennes jusqu'à la jungle amazonienne (Kaser and Osmaston, 2002), au niveau de la Cordillère Blanche. La rivière coule dans un axe Sud-Nord. La première partie du cours d'eau coule dans une section "alpine" (Hill et al., 2018) entre deux formations géologiques distinctes. À l'ouest, les affluents du Marañon drainent des formations géologiques dominées par des sédiments marins, c'est la Cordillère Noire. Les affluents de l'est drainent quant à eux le complexe du Marañon, qui est formé de roches plutoniques ou fortement métamorphisées. Ici, la rivière coule à travers un réseau de canyons étroits, en cascade, à l'intérieur de vallées incisées inter-andines. Dans cette région, le régime hydrologique est principalement alimenté par la fonte des glaciers de la Cordillère Blanca, dans les têtes de bassins (Mark et al., 2005).

À partir de la confluence avec le Rio Chusgon, le Marañon rentre dans une zone de transition où la pente du cours d'eau diminue de moitié (2.2 m/km), la largeur de la vallée fluviale augmente, avec aussi l'apparition des zones agricoles. Le cours d'eau principal est toujours soumis à un fort contrôle flexural. Au niveau de la confluence avec le Rio Chamaya, le Marañon rentre dans une zone dominée par une végétation de type jungle. Avant sa sortie des Andes, la branche principale ou Rio Huallaga est marquée par une série de rapides. Ici, la rivière péruvienne commence à serpenter vers le Nord-Est et vient se charger des apports

des tributaires nord-équatoriens : Pastaza, Tigre ou encore Napo.

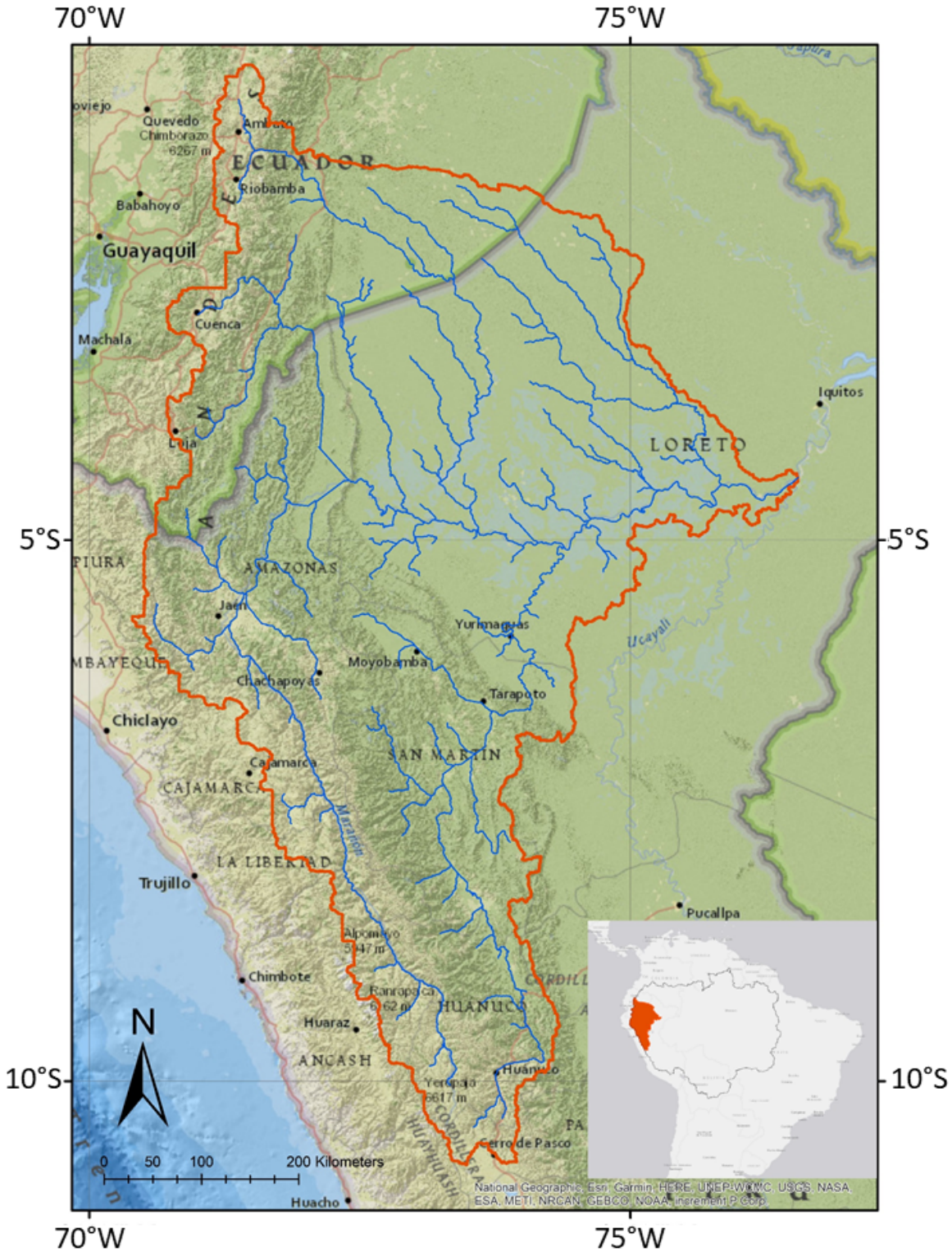


FIGURE 1.12 – Le bassin versant du Marañon.

Le Rio Marañon se dirige ensuite vers l'Est, en direction de la dépression d'Ucumara. Cette dernière est caractérisée par un relief extrêmement plat où fleurissent des marais et des lacs à caractères plus ou moins permanents. Ici, le Marañon transitionne d'un style fluvial anabranche vers méandrique, dont la confluence avec l'Ucayali est marquée par une large plaine d'inondation, jusqu'à l'arc d'Iquitos. Il est intéressant de remarquer que les eaux du bas Marañon ont une forte turbidité alors que pendant tout son voyage dans les Andes, les eaux du fleuve restent claires pendant au moins la moitié de l'année. Les affluents drainant la partie nord du bassin ont des eaux noires, peu chargées en sédiments, et viennent diluer la charge sédimentaire du fleuve.

Le bassin versant du Marañon est issu d'un ancien bassin sédimentaire dont l'histoire est marquée par des effondrements et des immersions. Il en résulte alors des roches d'origines sédimentaires, métamorphiques, et plutoniques. La Cordillère Blanche est alors un batholite de granodiorite formé à la fin du Tertiaire. Le bassin est marqué par de nombreux reliefs en horst, ainsi qu'une forte subsidence. Les traces contemporaines de cette dernière forment les grands marécages caractéristiques de ce bassin. Dumont and Garcia (1991) les décrivent comme des marais permanents déconnectés du relief fluvial, bien que certains d'entre eux comme par exemple des oxbows, des sillons ou des parties de canaux, peuvent y être associés. La majorité de ces marais drainent des eaux noires, or lorsque les eaux chargées en sédiments des Andes les rencontrent, ceux-ci ne sont séparés que par des levées fluviales de largeur variable.

Au niveau sédimentaire, le Marañon exporte environ 168.10 $Mt.an^{-1}$ de matières en suspension vers l'Amazone ; mesure réalisée au niveau de la station San Regis vers l'exutoire du bassin Guyot et al. (2007). Cette valeur représente une augmentation de 16% par rapport aux mesures faites au niveau des affluents en sortie des Andes comme le Morona et le Pastaza. Ceci tend alors à indiquer que la plaine alluviale du Marañon n'est pas soumise à un fort degré de sédimentation.

1.2.2.3 Le bassin versant du Purús.

Le Purús est un bassin versant transfrontalier qui s'étend sur environ 368 000 km^2 entre le Pérou (10%), le Brésil (90%) et la Bolivie et est un des principaux affluents du Solimões. Le bassin présente des caractéristiques hydrologiques intéressantes, comme une forte propension à méandrer ou encore une large plaine d'inondation qui s'étend sur plus de 40 000 km^2 et sertie de nombreux lacs et roulant un débit moyen annuel de 11 000 $m^3.s^{-1}$ (Paiva et al., 2013c). Le bassin versant du Purús (Fig. 1.13) est un bassin typique de la région amazonienne : la largeur de la rivière est importante, le bassin est recouvert principalement par de la forêt alluviale et les précipitations, à la fois importantes et marquées par une forte saisonnalité, jouent un rôle important dans l'hydrologie de la rivière. Notons également que le Purús est un bassin relativement plat avec des pentes moyennes inférieures à 5 $cm.km^{-1}$. Cela engendre alors une inondation marquée et saisonnière de la plaine d'inondation (Hess et al., 2003b). Enfin, la plaine d'inondation vers l'exutoire du bassin peut atteindre une largeur de quelques 30 km. À noter que la région de confluence avec le Solimões est soumise à des effets de remous, notamment lors de la crue de ce dernier.

Le Purús prend sa source dans les Andes au niveau de la région de Contamana, au Pérou, à des altitudes relativement faibles de 500 m. La formation du bassin moderne du Purús est héritée d'un ancien graben, ou vallée d'effondrement. D'ailleurs, quatre failles majeures contrôlent le réseau hydrographique de la rivière. Si celle-ci coule normalement vers le Nord-Est, il arrive que ces failles perturbent son tracé. Ainsi, le Purús coule vers le Nord-Est jusqu'à la confluence avec la rivière Acre. À partir d'ici, la rivière prend une direction Sud-Nord et sinue à travers trois ceintures fluviales : des terrasses quaternaires, des terrasses du Pleistocène supérieur et un complexe de plaines alluviales de l'Holocène. Le Purús est l'exemple typique d'une rivière de plaine. Le cours d'eau principal sinue de manière plus ou moins importante et ses méandres sont reliés par un réseau de chenaux et de by-pass. L'inondation de la plaine alluviale commence entre Novembre et Décembre avec un pic de crue en Mai et un délai entre l'amont et l'aval du bassin d'environ un mois avec un marnage de 8 m.

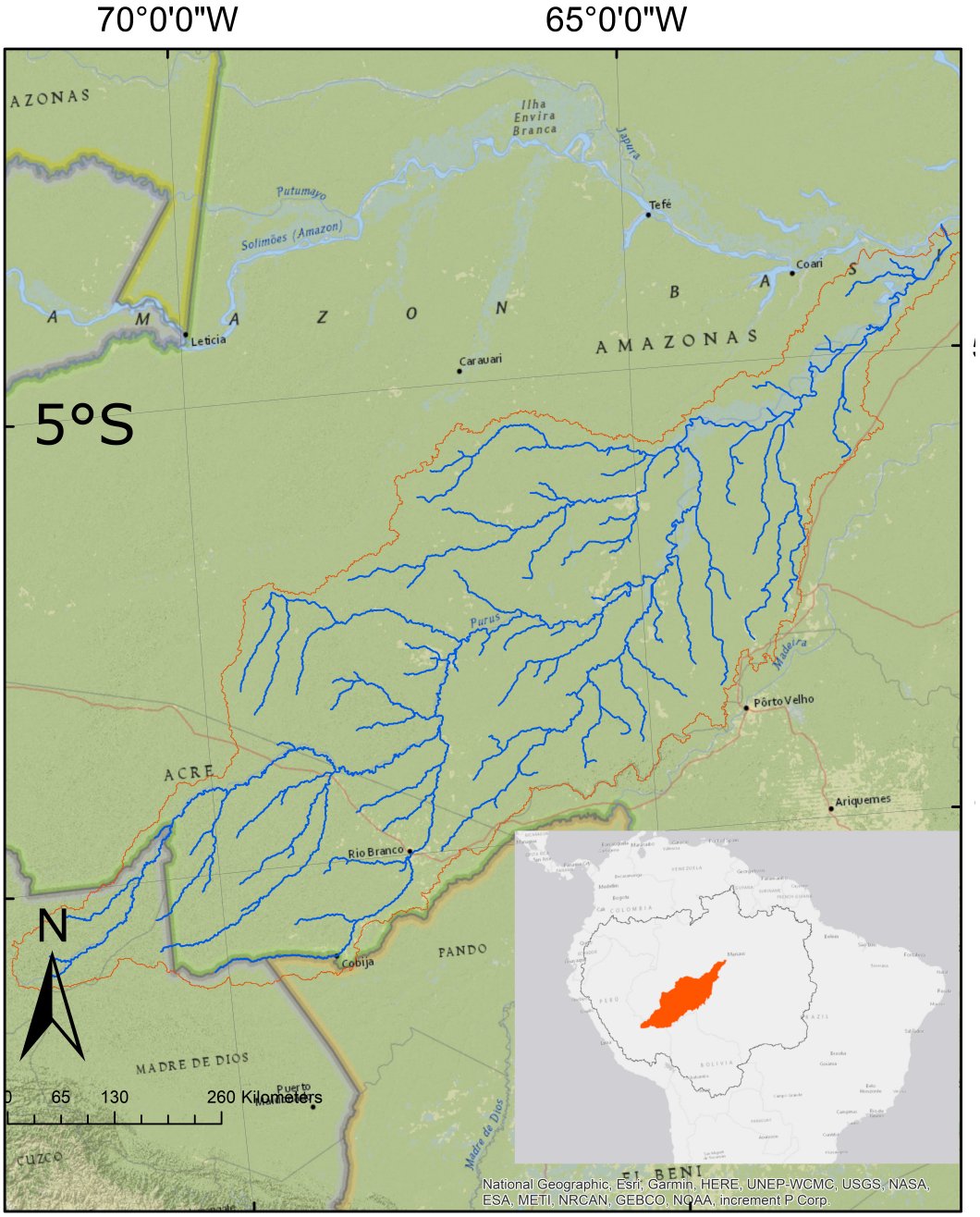


FIGURE 1.13 – Le bassin versant du Purús.

Depuis les dernières décennies, les pressions anthropiques sur le bassin du Purús n'ont cessé de s'intensifier. En effet, les activités en lien avec des changements d'occupation des sols, comme la déforestation, l'augmentation de l'élevage bovin ou de l'agriculture sont identifiées au niveau de quatre arcs principaux vers les communes de Boca de Acre et de Làbrea (Lima et al., 2014). Il apparaît cependant que la déforestation et plus largement, la modification des

usages de sols, entraîne une modification de la qualité de l'eau de la rivière. Ainsi, si aucun effet n'est à relier avec le taux de déforestation, le facteur le plus important est la surface modifiée, dont l'effet devient significatif après qu'une surface minimale ait été déforestée (Ríos-Villamizar et al., 2017). Cela a pour conséquence une diminution du pH, de l'oxygène dissous, de la conductivité ainsi qu'une augmentation de la turbidité. Parallèlement, ceci cause une réduction de la surface des zones humides (environ 1,1% sur la période 2003 - 2005) ainsi que du niveau des rivières et lacs, en relation avec la modification du pic de crue, de son intensité et de sa durée (Junk et al., 1989, 2004).

1.2.2.4 Les bassins versants du haut Madeira.

Bien que le Madeira soit un affluent à part entière de l'Amazone, il est toutefois intéressant de s'attarder plus en détail sur sa partie amont, qui présente des caractéristiques particulières. Le haut Madeira est constitué des sous-bassins du Beni, Madre de Dios, Mamoré et Guaporé. Cette partie du bassin peut être séparée en trois sous-unités géomorphologiques. Tout d'abord, on distingue la partie des Andes boliviennes où la production de sédiments est particulièrement importante et est définie par des reliefs escarpés. Il est possible de discriminer davantage cette région entre les hauts reliefs des Andes et la zone de piédmont aussi appelée ceinture andine. On trouve ensuite une large zone humide, dans la partie bolivienne du Mamoré, constituée de lacs et de plaines d'inondation. Le relief y est plat, avec des altitudes dépassant rarement les 200 m. Enfin, on trouve le bouclier brésilien constitué d'anciennes roches datant du Précambrien. Ainsi, le Madre de Dios, le Beni et le Mamoré drainent les parties des Andes, alors que le Guaporé est un affluent du bouclier brésilien (Fig. 1.14). Depuis la ville de Porto Velho, les bassins-versants du haut Madeira couvrent une superficie de plus de 970 000 km^2 et roule un débit moyen annuel de 18 300 $m^3.s^{-1}$.

Le bassin du Madre de Dios s'étend sur 160 000 km^2 entre le Pérou et la Bolivie et prend sa source dans les Andes au niveau de la Cordillère Orientale où l'altitude varie entre 800 - 6 300 m. Les cours d'eau en provenance des Andes sont sensibles aux précipitations, la plupart étant clairs avec une charge sédimentaire faible, et voient leur module de débit qui varie fortement durant la saison des pluies entre Octobre et Avril. Au cours de cette période, la charge sédimentaire de ces rivières augmente significativement. Le paysage dans cette partie

du bassin est caractérisé par une forêt tropicale de montagne. Pour les altitudes les plus faibles entre 1 000 et 3 000 m, celle-ci se définit par des forêts de nuages et par une transition entre des forêts subalpines et des forêts tropicales-alpines pour les altitudes les plus hautes.

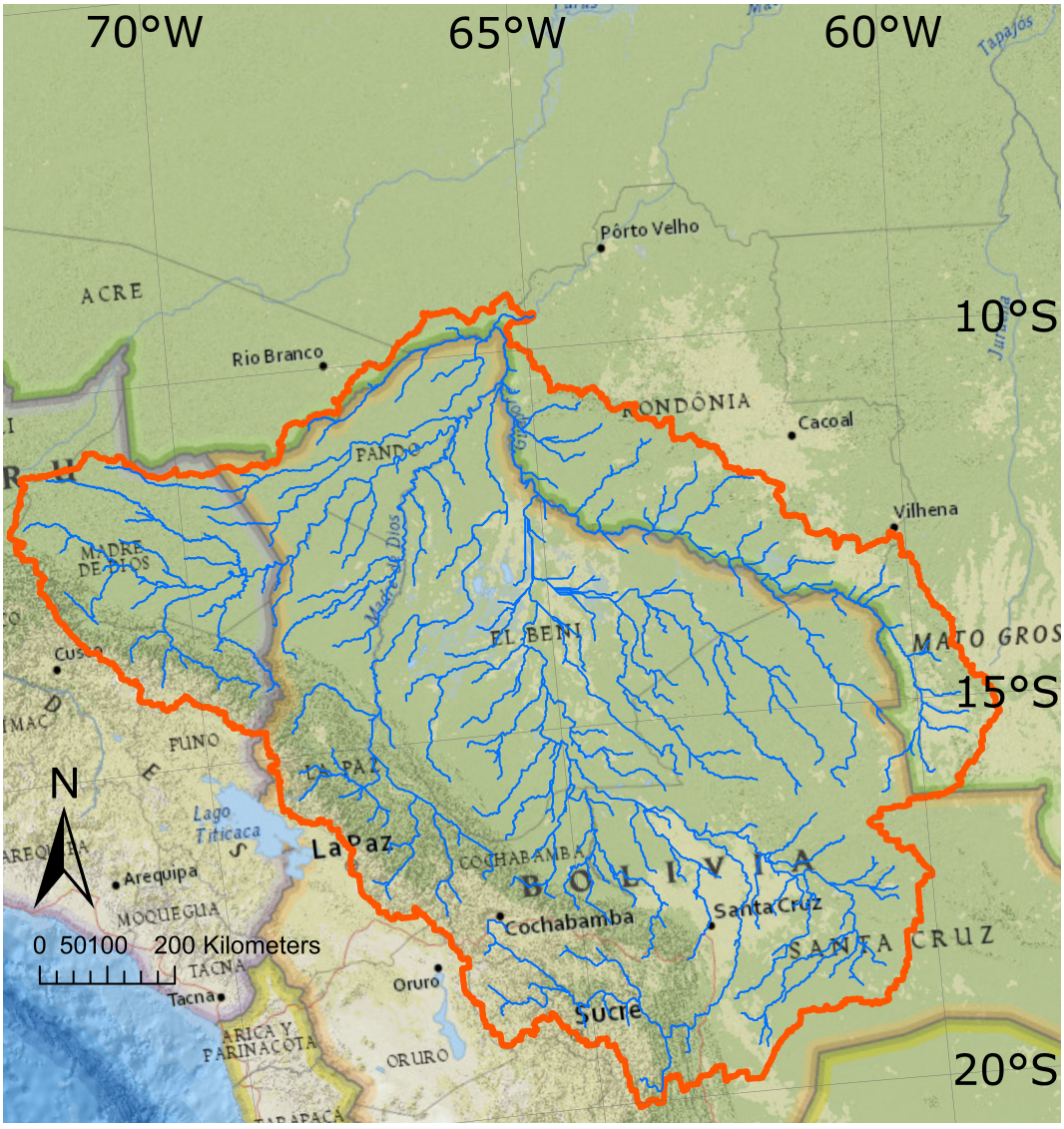


FIGURE 1.14 – Le bassin versant du haut Madeira : le Madre de Dios, le Beni, le Mamoré et le Guapore.

Une fois sortie des Andes, le style fluvial de la rivière devient méandreux et celle-ci est sertie de nombreux lacs d'accompagnement, témoins d'anciens paléoméandres. La rivière demeure turbide tout au long de l'année, mais c'est au cours de la saison des pluies que la charge sédimentaire est la plus importante. À noter que, contrairement aux inondations amazoniennes qui s'étendent sur plusieurs mois, dans cette partie du bassin la mise en eau de la plaine

alluviale se fait de multiples fois entre Décembre et Avril, sur des périodes d'une ou deux semaines. De plus, le moteur principal de l'inondation est constituée par les précipitations ainsi qu'un mauvais drainage des zones de marécage.

Le bassin versant du Béni s'étend sur une surface de 280 000 km^2 (Gautier et al., 2007) et présente des caractéristiques morphologiques et climatiques contrastées, avec des altitudes variant de 200 m jusqu'à plus de 6 000 m. La rivière coule selon un axe Sud - Nord sur une section de plus de 800 km. La transition entre les reliefs abrupts des Andes et la plaine alluviale après les contreforts du piémont au niveau de l'arrière-pays impose un style fluvial où le cours d'eau méandre beaucoup. Par ailleurs, la large plaine d'inondation bolivienne qui caractérise le Béni est marquée par sa platitude avec des pentes moyennes inférieures à 0.3 - 0.6 % et est constituée de dépôts quaternaires. Dans cette région, l'inondation peut s'étendre sur une surface atteignant 150 000 km^2 et durer la moitié de l'année (Loubens and Panfili, 1992).

L'inondation dans cette partie du bassin suit un processus complexe issu de mécanismes à la fois endogène et exogène ; leur contribution concomitante provoque alors une des plus importantes inondations de la plaine alluviale bolivienne (Bourg and Hoorelbeke, 1995; Pouilly et al., 2004; Gautier et al., 2007). En effet, les mécanismes exogènes sont le résultat de la propagation de l'onde de crue depuis les têtes de bassin du Beni. Ces cours d'eau drainent les hauts reliefs des Andes et sont alors caractérisés par une charge sédimentaire importante avec des eaux turbides. L'onde de crue se fraye un chemin à travers d'anciens chenaux. À l'inverse, les contributions endogènes sont le résultat d'un couplage entre de fortes précipitations locales ainsi qu'une résurgence de la nappe au niveau de la plaine d'inondation. Notons au passage que les émissaires venant drainer la plaine alluviale sont caractérisés par des eaux noires et acides, pauvres en sédiments (Junk et al., 1989). Avec un flux annuel moyen de 192 Mt de sédiments à Rurrenabaque, le Beni est la principale source de matière en suspension du Madeira et contribue ainsi à hauteur de 70% de son débit solide. Le flux sédimentaire de la rivière présente une forte saisonnalité dont les pics sont atteints lors des périodes de hautes eaux. Dans sa partie en plaine, la rivière se caractérise par un taux élevé de migration de ses méandres, formant alors de nombreux canaux déconnectés du réseau hydrographique ou encore des lacs d'inondation. Un contrôle flexural dû à des dépôts tertiaires est en place en

aval de la confluence avec la rivière Madidi et limite la libre migration du cours d'eau.

Le bassin versant du Mamoré (Ronchail et al., 2005) couvre une superficie de plus de 595 000 km^2 et est l'un des principaux affluents du Madeira. Après sa sortie des Andes, la rivière rentre dans une plaine dominée par un paysage de savane parsemé de quelques forêts où l'un de ses principaux affluents est le Rio Grande. Ici, le système Beni-Mamore-Guaporé forme la plaine de "Llamos de Moxos". Cette plaine marécageuse est caractérisée par des pentes excessivement faibles (de l'ordre de 10 cm/km) et une forte alternance entre les périodes sèche et humide. De plus, l'inondation est importante durant la saison humide de Décembre à Avril et peut recouvrir une surface dépassant les 150 000 km^2 (Loubens and Panfili, 1992). Il est important de souligner l'extrême diversité des débits moyens observés de ses affluents. Le bassin du Rio Mamoré présente les plus grands contrastes de pluviométrie de tout le bassin de l'Amazone, ce qui explique que des rivières comme le Río Ichilo ou le Río Securé, dont les bassins sont très humides, présentent des débits équivalents à celui du Río Grande dont le bassin est beaucoup plus vaste, mais est aussi beaucoup plus sec.

Le Rio Guaporé ou Rio Iténez en Bolivie est l'affluent est du système du haut Madeira. Couvrant une surface d'environ 300 000 km^2, la rivière draine en grande partie le bouclier brésilien. La rivière prend sa source au niveau de la localité de Parecis, dans le Mato Grosso et s'entend sur plus de 1 210 km de linéaire, jusqu'à sa confluence avec le Madeira. Étant un Rio Azul, l'eau du Guaporé et de ses affluents est riche en tannin, avec un pH acide, mais pauvre en nutriment. Le bassin versant reste encore aujourd'hui libre de toute perturbation anthropique : agriculture, industrie ou encore pollution. La plaine d'inondation est caractérisée par de nombreux lacs d'accompagnement de type oxbow. Ces derniers possèdent des degrés de connexion variables avec le cours d'eau principal. De manière générale, la connexion s'établit lors de la mise en eau du lit majeur entre Novembre et Avril, avec le maximum en Janvier, et ils se retrouvent déconnectés lors des périodes de basses eaux. L'intensité de l'inondation peut y atteindre trois mètres de profondeur.

1.2.3 Le bassin versant du Madeira

Le Rio Madeira (Fig. 1.15) est le principal affluent de l'Amazone et couvre une superficie égale à 23% de tout le système transcontinental. Partagé entre la Bolivie, le Pérou et le Brésil, le bassin s'étend sur plus de 1 300 000 km^2, avec un débit moyen annuel de 27 000 $m^3.s^{-1}$, ce qui représente 13 à 15% du débit total de l'Amazone (Júnior et al., 2015). La plaine alluviale du bassin s'étend sur une surface variant entre 116 000 km^2 (Vauchel et al., 2017) et plus de 200 000 km^2 (Parrens et al., 2019) et représente environ un quart de la totalité de la zone humide amazonienne. Les Rios Madre de Dios, Beni, Mamore et Guaporé sont les principaux affluents du Madeira et influencent fortement l'hydrologie de la branche principale de la rivière. Les émissaires venant des Andes sont les fournisseurs majeurs de la charge sédimentaire du bassin, alors que les tributaires drainant le craton brésilien sont responsables de la dilution des flux sédimentaires notamment lors des périodes de hautes eaux. La vaste plaine d'inondation bolivienne du haut Madeira joue un rôle prépondérant dans la lamination de l'onde de crue ainsi que dans le stockage et le recyclage des sédiments. Le bassin versant du Madeira est un bassin contrasté aux régions pédoclimatiques, fonctions hydrologiques et structures variées. La moyenne des précipitations annuelles varie entre 2 500 mm au Nord et 1 000 mm au Sud (Roche et al., 1991), avec une variabilité prononcée au niveau de la zone andine où les précipitations oscillent entre 200 mm à hautes altitudes et 6 000 mm au niveau de la frontière Est (Espinoza et al., 2014). Le Madeira se caractérise alors au Sud par un régime pluvial de type tropical avec une saison sèche marquée durant l'hiver austral et une saison humide durant l'été austral (Ronchail et al., 2005). En effet, plus de 75% des précipitations annuelles se produisent de Décembre à Mars Espinoza Villar et al. (2009a). L'intensité de la saison humide est une conséquence de la présence de la mousson Sud-américaine qui apporte de l'air chargé d'humidité depuis l'océan Atlantique ainsi que de la forêt humide amazonienne (Vera et al., 2006). De nombreuses études ont montré qu'une petite fraction de la variabilité interannuelle des précipitations sur le Madeira pouvait être reliée à l'effet de ENSO dans les régions des Andes (Garreaud et al., 2003), ainsi que la température de surface de l'eau de l'océan Atlantique au niveau des latitudes tropicales et sub-tropicales (Ronchail and Gallaire, 2006). Dans les Andes, les années El Niño sont bien responsables de conditions plus sèches, à l'inverse des années La Niña (Ronchail and Gallaire, 2006). Le bassin versant du Madeira

aura connu lors des dernières décennies des crues exceptionnelles en 2003, 2007, 2008, et plus récemment en 2014 (Ovando et al., 2016), ainsi que d'importantes sécheresses comme en 2005 (Marengo et al., 2008; Zeng et al., 2008).

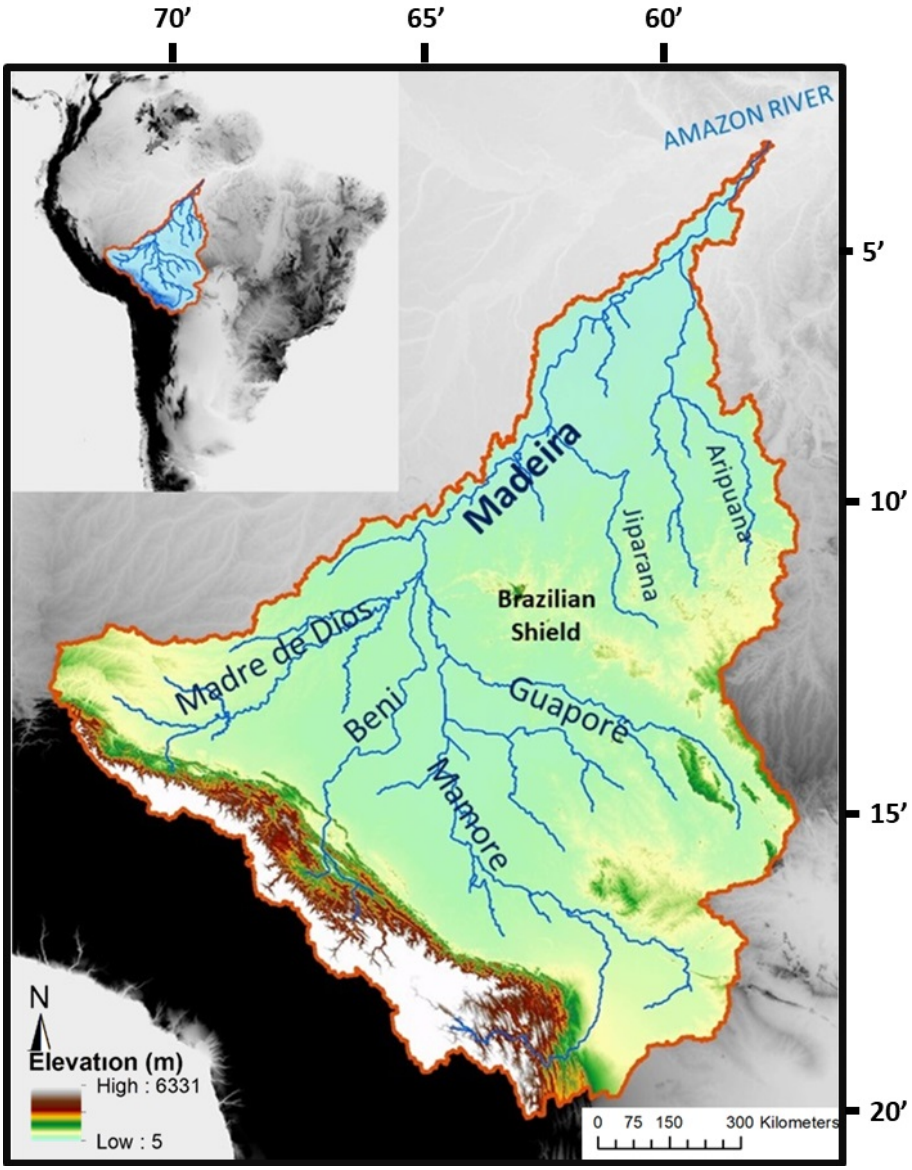


FIGURE 1.15 – Le bassin versant du Madeira. D'après Guilhen et al. (2022)

1.2.4 Les bassins-versants du Negro et du Branco.

Le bassin versant du Rio Negro et Branco (Fig. 1.16) s'étend sur une superficie de plus de 700 000 km^2 et est le deuxième émissaire le plus important de l'Amazone, après le Madeira. Étant partagé entre la Colombie (10%), le Venezuela (6%), la Guyane (2%) et le Brésil (82%), celui-ci correspond à environ 11% de la surface totale du bassin amazonien. Ce bassin est notamment connu pour ses nombreux effets de remous lors de sa confluence à Manaus avec le Rio Solimões (Meade et al., 1991). Le Rio Negro coule en grande partie sur le bouclier guyanais (environ 50% du bassin), formations géologiques du précambrien à l'archéen. Le reste du bassin est constitué de roches sédimentaires (secondaire, tertiaire ou quaternaire). Le Rio Branco est un affluent de Nord-Est du bassin et est le principal émissaire de bassin versant. Ce dernier constitue la principale source de sédiments pour l'ensemble du système Negro-Branco. Vers son exutoire, le style fluvial de la rivière est anabranche supplantée de nombreux chenaux parallèles. On notera également la présence d'archipels fluviaux, au milieu du cours d'eau, due au phénomène d'ennoiement des anciennes vallées fluviales lors de la transgression flandrienne (Mariuá entre Serrinha et Moura, les Anavilhanas) (Latrubesse and Stevaux, 2015). Avec des précipitations moyennes de l'ordre de 2 000 mm par an (Latrubesse and Stevaux, 2015), les pluies au niveau du bassin sont saisonnières avec un maximum entre les mois de Mai et Juillet et un minimum lors des mois de Décembre et Février.

Le système de zones humides du bassin peut être séparé en deux sous catégories : les plaines d'inondation directement associées à la rivière et les zones humides interfluviales avec un degré de connexion variable avec le réseau hydrographique. La zone humide du bassin versant du Negro couvre une surface d'environ 120 000 km^2 de surfaces en eau (Melack and Hess). La capacité de stockage en eaux libres des zones alluviales varie entre 170 km^3 (Frappart et al., 2008) et 331 km^3 (Frappart et al., 2005). Dans le Nord du bassin, le système de zone humide est dominé par un système interfluvial (Belger et al., 2011), désigné comme le "Pantanal septentrional" par Santos et al. (1993) étant donné son extension. Ce type de zone humide s'organise au niveau de paysages où la végétation est peu dense et où le terrain présente une topographie relativement plate. Ces formations sont alors le résultat d'événements néotectoniques conjugués à des systèmes de mégafans alluviaux (Rossetti et al., 2012). L'inondation est principalement due à des conditions endogènes comme de fortes précipitations locales ou

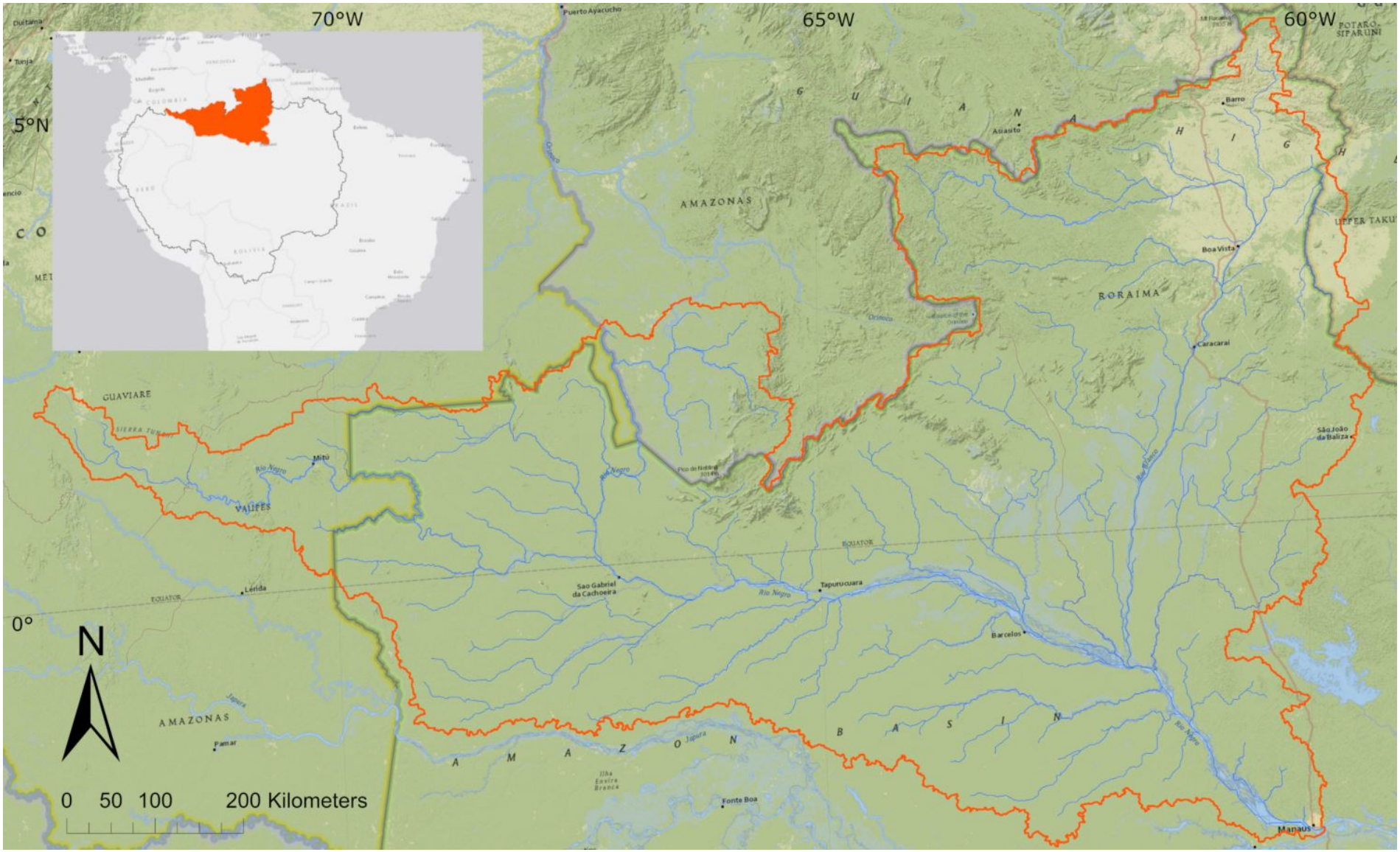


FIGURE 1.16 – Le bassin versant du Negro et Branco.

encore une résurgence de la nappe. La connexion et l'implication du réseau fluvial y sont alors moins prononcées.

Avec un débit moyen annuel de 26 700 $m^3.s^{-1}$ (Laraque et al., 1997), le Rio Negro est le deuxième affluent de l'Amazone en termes de débit et se place dans le top 5 des fleuves mondiaux. Le régime du Rio Negro est typique d'un régime équatorial avec un maximum peu accentué de Mai à Juin. Le Rio Branco quant à lui, affluent du bouclier guyannais présente un régime tropical boréal avec un maximum marqué de Mai à Juillet. Le fait que ce bassin soit marqué par des précipitations typiques de l'hémisphère Nord entraîne alors un soutien décalé du régime de l'Amazone par rapport aux autres affluents.

1.2.5 Le bassin versant du Tapajós.

Le Rio Tapajós est un affluent Sud aval de l'Amazone drainant le bouclier brésilien. Celui-ci couvre une superficie d'environ 490 000 km^2 et roule un débit moyen annuel de 13 500 $m^3.s^{-1}$ à Santarém. À sa confluence avec le fleuve Amazone, la taille du cours atteint à peu près 12 km de large. Le Tapajós présente un régime tropical austral avec des pluies marquées d'Octobre à Janvier/Février. Toutefois, le retard cumulé de l'onde de crue provoque des hautes eaux de Février à Mai. Le Rio Tapajós rassemble les cours de plusieurs rivières plus petites du Mato Grosso et rejoint l'Amazone par le sud, en face de la ville de Santarém. Si on considère le Rio Juruena comme branche mère, sa longueur est de 1 810 km. Avec le Rio São Manuel ou Rio Teles Pires, qui constitue la branche droite, sa longueur atteint 2 291 km. Son cours traverse les États du Mato Grosso, d'Amazonas et du Pará. Il s'agit du 4ème affluent de l'Amazone par son débit, après le Madeira, le Negro, et le Japura. Le Rio Tapajós proprement dit naît à cette confluence au niveau de la localité de Barra do São Manuel. Il forme alors la frontière naturelle entre les États brésiliens d'Amazonas et du Pará ; il tourne vers le nord-est, pénétrant ainsi dans l'État du Pará. Le Tapajós poursuit enfin sa route formant un lit de très grande largeur, baignant la ville d'Itaituba.

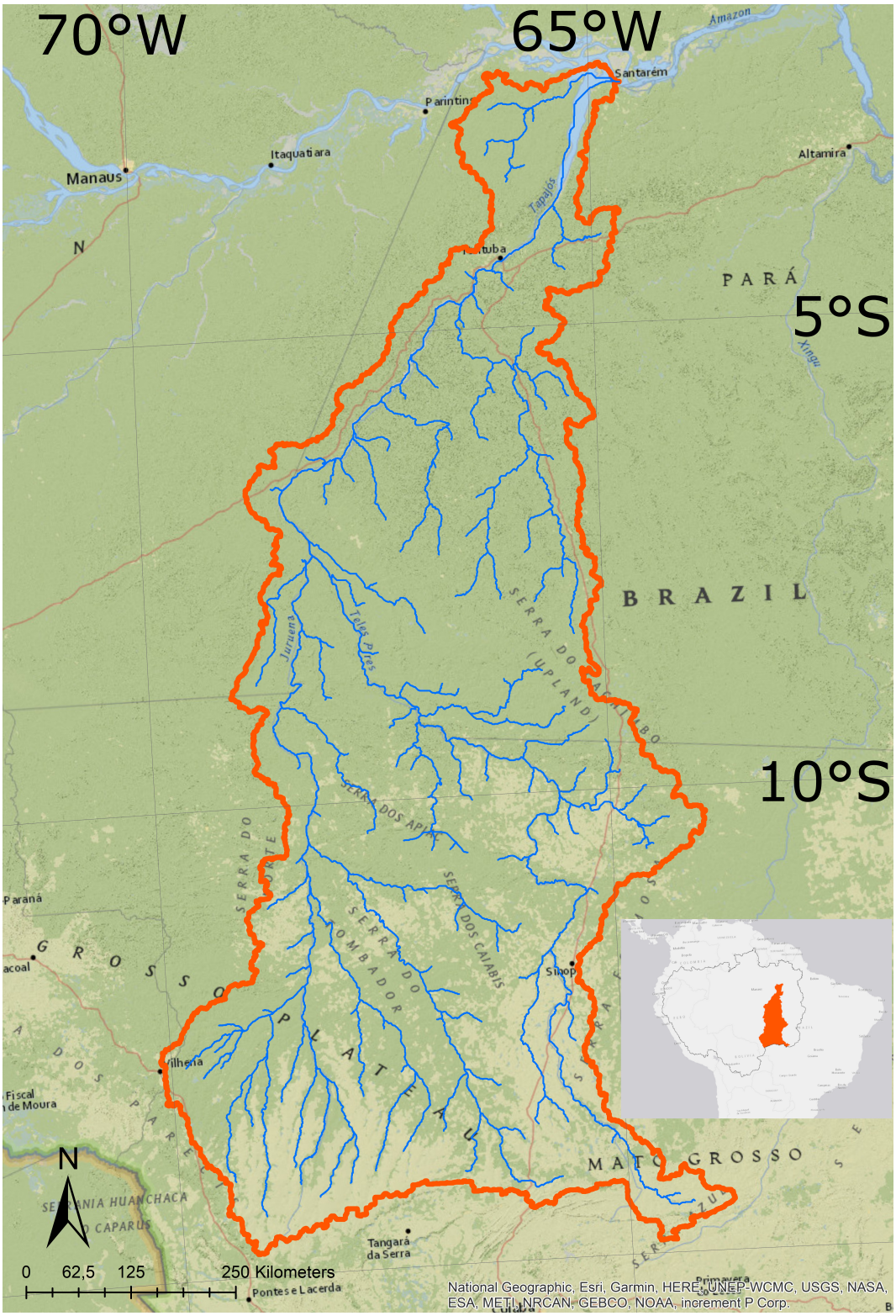


FIGURE 1.17 – Le bassin versant du Tapajós.

Le Rio Tapajós est connu pour ses eaux claires et bleutées, qui contrastent fortement avec les eaux boueuses et opaques de l'Amazone. Ces eaux sont toutefois quelque peu polluées par les rejets de mercure produits par l'orpaillage, en particulier sur le Rio Crepori. Son cours inférieur atteint les dimensions d'un lac de 160 km de longueur, pour une largeur maximale de 18 km. Cet aspect lacustre est causé par le puissant fleuve Amazone qui fait obstacle à l'écoulement de ses affluents alors que la pente est presque nulle. Cet effet existe aussi pour le modeste Rio Arapiuns qui rejoint le Tapajós en rive gauche à peu de distance de Santarém et dont la largeur mesure aussi plusieurs kilomètres. Le même phénomène se produit pour d'autres grands affluents de l'Amazone, comme le Rio Negro ou le Rio Xingu.

À cet endroit, les rives du "lac" Tapajós sont bordées de plages de sable fin d'un blanc étincelant, qui descendent en pente douce dans la rivière. Contrairement à l'Amazone, ses eaux sont transparentes. La rivière est encadrée sur son cours inférieur de falaises de presque 100 mètres de haut. À sa confluence avec l'Amazone, la profondeur augmente considérablement (jusqu'à 70 mètres), puis son lit se resserre à moins de 3 km pour former une sorte de détroit juste en face de la ville de Santarém.

1.3 Géométries des cours d'eau et modélisation de la propriété des écoulements.

Le vecteur principal du transport de matière dans les bassins-versants est l'eau et, plus généralement, ce sont les cours d'eau qui sont responsables des différents processus de transfert, sédimentation et remobilisation des particules. Par ailleurs, tout cours d'eau possède un comportement et une dynamique qui sont intimement liés à son environnement et à sa morphologie.

1.3.1 Géomorphologie des cours d'eau.

Les cours d'eau naturels englobent tout canal ouvert naturel depuis le petit ruisseau de montagne jusqu'au grand fleuve qui se jette à l'océan et ils possèdent généralement des propriétés hydrauliques irrégulières. On désigne par canal ouvert, un conduit où l'eau s'écoule et qui a une surface libre sujette à la pression atmosphérique. Une compréhension intégrée du fonctionnement hydraulique des rivières et des fleuves permet en outre de mieux comprendre les processus et les mécanismes qui entrent en jeu dans les domaines de l'hydrologie, de la géomorphologie et des transports sédimentaires. Le profil longitudinal d'un cours d'eau est décrit par la forme de sa section transversale, très irrégulière la plupart du temps. En cas d'inondation, il est possible de décrire le bief grâce à une représentation plus détaillée qui comprend un cours d'eau principal, qu'on désigne généralement de lit mineur, avec plus ou moins de chenaux adjacents à celui-ci, définissant le lit majeur, qui permettent d'accueillir l'eau qui déborde (Figure 1.18). On parle ici de représentation à 1,5 dimension (1,5D).

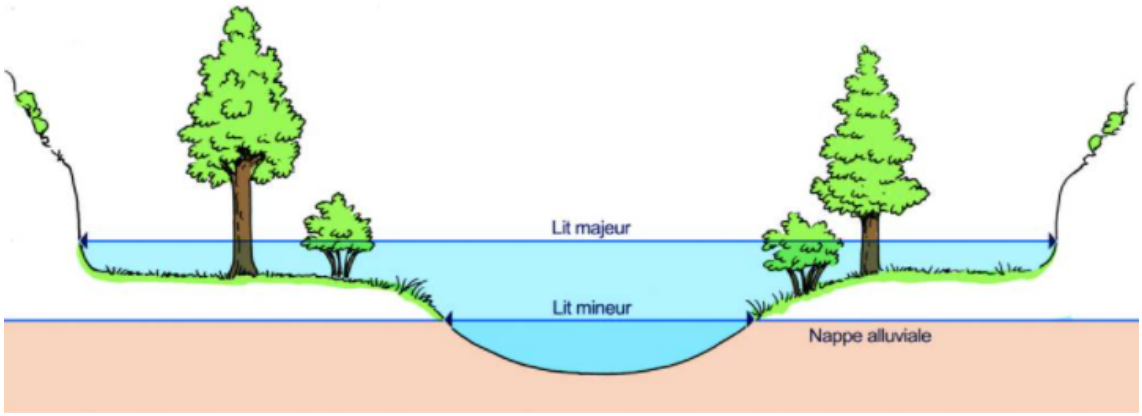


FIGURE 1.18 – Géométrie de la section transversale des cours d'eau et leurs propriétés.

Pour chaque section transversale, le flux est défini par les propriétés hydrauliques liées à la géométrie du bief, comme illustré sur la Figure 1.19. Cette géométrie peut être décrite mathématiquement dans le cas d'une section régulière. Toutefois, en ce qui concerne les biefs ayant des sections transversales irrégulières, ce qui est généralement le cas des cours d'eau naturels, aucune expression prédéfinie n'est utilisable et la définition des paramètres hydrauliques n'est plus aussi directe.

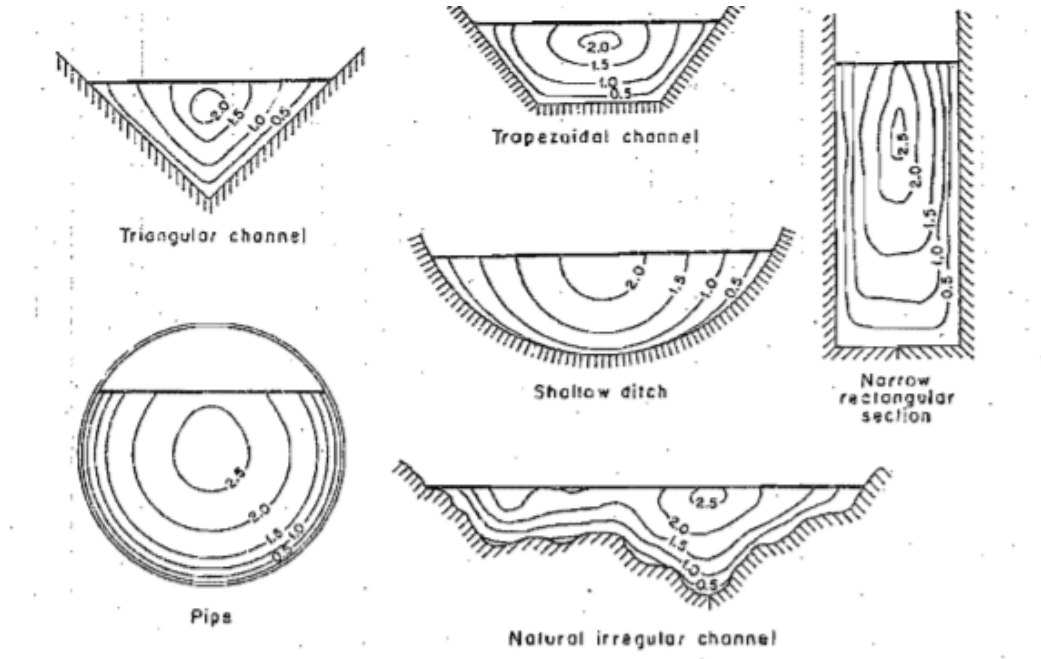


FIGURE 1.19 – Représentation de la section transversale d'un cours d'eau.

Les métriques principales sont :

— La profondeur d correspond à la distance verticale depuis la surface libre jusqu'au point le plus bas de la section transversale.

— W est la largeur de la section transversale au niveau de la surface libre.

— A désigne l'aire mouillée de la section, perpendiculaire à la direction de l'écoulement.

— Le périmètre mouillé P est la longueur de section transversale en contact avec l'écoulement.

— Le rayon hydraulique R_h est le rapport entre l'aire mouillé de l'écoulement et son périmètre mouillé :

$$R_h = \frac{A}{P} \tag{1.1}$$

Dans la plupart des cas, les quantités fondamentales qui permettent de caractériser l'état d'un flux sont sa pression, sa densité, sa vitesse et son accélération. Les champs de ses variables sont généralement exprimés dans un espace de coordonnées à trois dimensions en plus du temps. Cependant, dans le cas des écoulements dans des canaux ouverts la composante du vecteur vitesse, parallèle à l'axe du bief, est dominante et possède une distribution uniforme le long de l'aire de la section transversale. On peut noter toutefois que l'hétérogénéité des profils de vitesse (Figure 1.19) peut être prise en considération dans des représentations 1D/1,5D. Cet aspect n'est pas traité dans cette thèse où ce sont les moyennes des vitesses qui sont appliquées sur toute la section. Ainsi, les variables d'états sont uniquement dépendantes d'une composante d'espace x et de temps t. Les écoulements dans les biefs sont caractérisés par les quantités moyennes suivantes :

— Le débit $q(x,t)$ correspond à la masse ou au volume d'eau qui traverse la section du bief par unité de temps. Il est défini par :

$$q = \oint_A v_{\mathrm{s}}.\, dA \tag{1.2}$$

où, v_s est la vitesse au niveau de la section.

— La vitesse moyenne $v(x,t)$ de la section définie par :

$$v = \frac{q}{A} \tag{1.3}$$

1.3.2 Régimes des écoulements.

Les écoulements des cours d'eau naturels peuvent être classés en différentes catégories. Le facteur principal de discrimination est l'évolution temporelle. Un écoulement est dit stationnaire lorsque les propriétés du fluide sont les mêmes et ne varient pas dans le temps. À l'inverse, si les propriétés du fluide changent dans le temps, l'écoulement est non-permanent. Dans le cas d'une inondation, la variation de hauteur d'eau de l'écoulement au cours du temps est importante alors que l'onde de crue se propage et les régimes hydrauliques connaissent une phase de transition. De plus, si on ne considère seulement que la variabilité spatiale de l'écoulement, ce dernier peut être soit uniforme soit non uniforme (varié). Dans le premier cas, les paramètres caractérisant l'écoulement restent invariables en différents points du canal/bief. La pente du fond est parallèle à la surface libre. L'écoulement uniforme peut être stationnaire ou non-permanent suivant la variation temporelle de la profondeur d'eau. Cela implique donc une profondeur et une vitesse moyenne de l'écoulement constantes sur l'ensemble de la section de canal considérée. Il est intéressant de noter que les écoulements uniformes se produisent uniquement, par définition, dans des canaux rectilignes où la pente, la géométrie de la section transversale ainsi que le débit sont constants. C'est le cas des formalismes de modélisation utilisés dans cette étude.

Les comportements des écoulements d'un cours d'eau considérés comme libres sont soumis principalement à la gravité ainsi qu'à la viscosité et l'inertie du fluide. L'effet de la viscosité relative à l'inertie est représenté via le nombre de Reynolds R_e défini comme :

$$R_e = \frac{vLc}{\nu} \tag{1.4}$$

où L_c (m) désigne la dimension caractéristique du canal et qui peut être approximé par le rayon hydraulique R dans le cas d'un cours d'eau (Equation 1.1), et ν ($\mathrm{m}^2.\mathrm{s}^{-1}$) la viscosité cinématique de l'eau, définie comme le ratio entre la viscosité dynamique du fluide μ et sa densité ρ. Ainsi, selon la viscosité du fluide, le régime de l'écoulement peut être de Stokes, laminaire ou turbulent. Dans le cas où les forces d'inertie liées aux vitesses sont négligeables on parle du régime de Stokes que l'on rencontre généralement dans le domaine de la décantation des particules ; ici R_e est inférieur à 1. Pour des R_e supérieurs, lorsque la viscosité prévaut

par rapport aux forces d'inertie l'écoulement est laminaire. Une façon de se le représenter est d'imaginer que les lames de fluides sont parallèles et glissent les unes par rapport aux autres. Dans le cas contraire, l'écoulement est turbulent et le chemin qu'emprunte les particules de fluide est irrégulier ; ce qui correspond au fait que la norme et la direction du vecteur vitesse sont inconsistant. Le nombre de Froude F_r caractérise dans un fluide l'importance relative de l'énergie cinétique de ses particules par rapport à son énergie potentielle gravitationnelle et est défini comme :

$$F_r = \frac{v}{\sqrt{gL_c}} \tag{1.5}$$

où g est l'accélération de pesanteur ($\mathrm{m.s^{-2}}$). Lorsque F_r est égal à 1, les effet de gravité et d'inertie se compensent. Alors, l'écoulement est critique. Dans le cas ou $F_r < 1$ on parle de régime sub-critique/fluvial et à l'inverse de régime supercritique/torrentiel. Dans ce dernier cas, les forces d'inertie sont prépondérantes ce qui conduit à des grandes vitesses d'écoulement ; on parle aussi d'écoulements torrentiels.

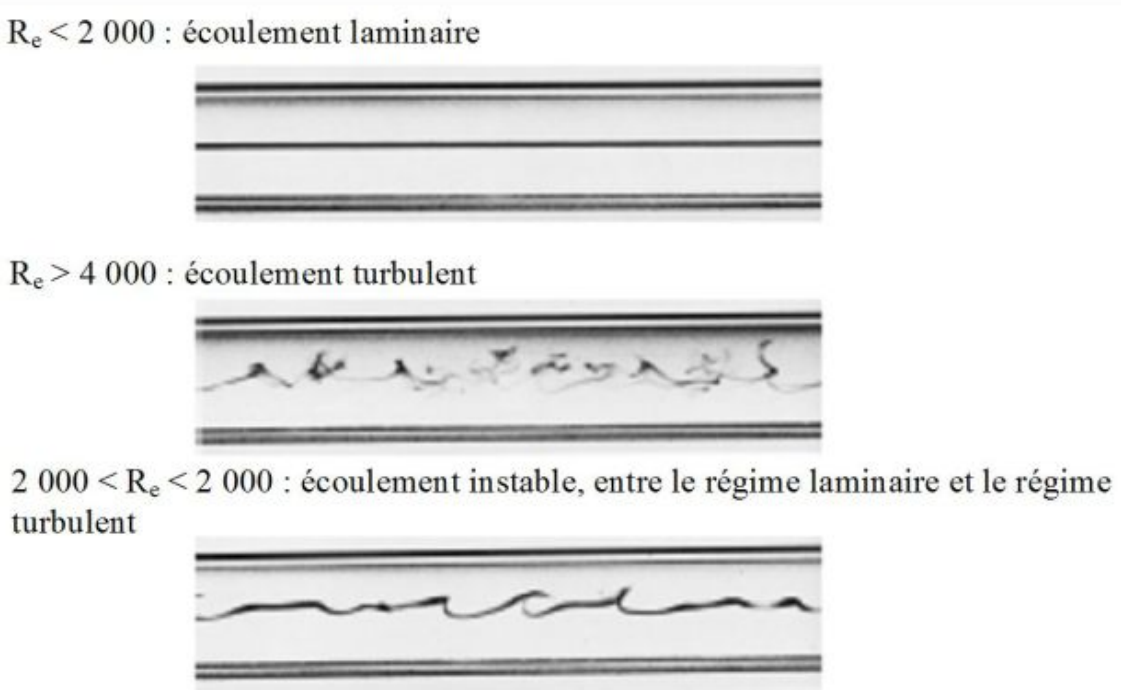


FIGURE 1.20 – Nombre de Reynolds et nature des écoulements.

1.3.3 Dynamiques des écoulements dans les canaux.

Les équations fondamentales qui régissent les problèmes liés à la mécanique des fluides sont les équations de Navier-Stokes. Ces dernières résultent des lois de la physique classique ; c'est à dire les lois de conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. Elles permettent de donner la dynamique et le mouvement d'un fluide newtonien dans un milieu à trois dimensions. Pour un écoulement bidimensionnel, celui-ci peut être décrit par l'équation des écoulements en eau peu profonde où l'on suppose que la composante de vitesse verticale est négligeable. Enfin, lorsque cette équation des écoulements en eau peu profonde est intégrée sur la composante latérale, le résultat est utilisé pour décrire un écoulement quasi-unidimensionnel (1D/1,5D) ; il s'agit des équations de Barré de Saint-Venant.

Dans le cas des problèmes 1D/1,5D, les équations de Barré de Saint-Venant sont souvent utilisées pour décrire les écoulements naturels des cours d'eau au lieu de schémas 2D ou 3D dans de nombreuses applications hydrauliques lorsque le temps de calcul ainsi que l'accessibilité des données sont les facteurs les plus limitants. Pour autant, les modèles basés sur une résolution des équations complètes de Barré de Saint-Venant permettent de prendre en compte de très nombreux phénomènes hydrauliques clefs. C'est le cas, dès lors que la courbure de la surface libre n'est pas trop forte, en particulier lorsqu'il n'y a pas de ressaut hydraulique séparant un régime supercritique d'un régime subcritique ou bien lorsqu'il y a une chute d'eau au niveau d'un seuil. En pratique, les types de problème que l'on peut résoudre sont très divers, par exemple : la propagation d'une crue dans une rivière, la rupture de barrage dans une rivière, l'évolution d'une ligne d'eau en fonction du débit fourni.

Alors que les équations de Barré de Saint-Venant permettent de décrire les variations temporelles du niveau d'eau et du débit dans les sections mouillées, elles sont soumises aux hypothèses suivantes (Yen, 1973) :

— Le fluide est considéré comme incompressible.
— Le mouvement de l'eau est considéré comme unidimensionnel, *i.e* la distribution de la vitesse est uniforme au niveau de la section transversale.
— La pression est hydrostatique et l'accélération verticale est négligeable.
— La pente moyenne du cours d'eau est faible telle que l'angle qu'il fait est équivalent à

$cos(\theta) \approx 1$.

— Les pertes de charges par frottement et turbulence sont les mêmes en écoulement transitoire et permanent et peuvent être réduites à l'expression de Manning-Strickler (Brisset et al., 2018).

Il est intéressant de noter que ces hypothèses ne restreignent en aucun cas la morphologie que peut adopter le cours d'eau. Ainsi, nous nous efforcerons dans ce travail à décrire les équations dans le cas d'un bief de géométrie rectangulaire où l'écoulement est modélisé en unidimensionnel. Ces hypothèses étant plus ou moins validées, considérons l'équation de conservation de la masse où M est la masse totale du système dans un volume V, appelé volume de contrôle, reste constante dans un intervalle de temps considéré :

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_V \rho dV = 0 \tag{1.6}$$

où ρ représente la densité. Dans sa forme condensée, l'équation 1.6 stipule que la variation de masse du système est égale à la masse qui y rentre moins celle qui en sort. En notant Q_L un éventuel débit d'apport ou de fuite, par unité de longueur et pendant dt, en assumant une densité constante du fluide et en négligent tous termes du second ordre, l'équation de continuité est donnée par :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = Q_L \tag{1.7}$$

L'équation de bilan de la quantité de mouvement découle du principe fondamental de la dynamique, ou deuxième loi de Newton. Appliquée à un fluide pour une section rectangulaire où l'écoulement est unidimensionnel, elle stipule que la variation de quantité de mouvement d'un volume N, de masse M et de vitesse V est égale à la résultante des forces F appliquée à N :

$$\sum \vec{F} = \frac{d(M\vec{V})}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_N \rho \vec{V} . dN \tag{1.8}$$

On notera ici que la largeur de la section du bief est considérée très grande devant la hauteur d'eau. De plus, le périmètre mouillé ainsi que le rayon hydraulique sont supposés sensiblement identiques à la largeur et à la hauteur d'eau. Enfin, la surface des rives en contact avec le fluide ainsi que les cisaillements qu'elles exercent sont négligées. L'analyse de l'ensemble des forces s'exerçant sur un fluide contenu dans un volume de contrôle de longueur dx fait alors apparaître :

— $\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial q^2/A}{\partial x}$ un terme d'inertie qui correspond d'une part à l'accélération temporelle qui traduit la non permanence de l'écoulement et d'autre part à l'accélération convective qui traduit la non uniformité de l'écoulement. Ce dernier renvoie au paramètre de quantité de mouvement de Boussinesq (Boussinesq, 1877) β_m. Dans la majorité des cas, ce dernier est considéré proche de l'unité ; ce qui n'est jamais parfaitement le cas en pratique. L'approximation de Boussinesq pour la résolution des équations complètes de Barré de Saint-Venant peut être discutée, du fait qu'elle peut impacter les hauteurs d'eau et les vitesses. Cependant, cette discussion ne fait pas parti de ces travaux, et dans le reste du manuscrit $\beta_m = 1$.

— $gA\frac{\partial z}{\partial x}$ un terme qui correspond au forces de pressions, directement lié à la pente de la surface libre.

— $gA(S_0 - S_f)$ un terme lié aux forces de friction où S_f renvoie à la pente de dissipation d'énergie par frottement sur le lit et S_0 aux forces de gravité.

Dans le cas où l'on considère un débit latéral Q_L, le système complet des équations de Barré de Saint-Venant à résoudre s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = Q_L \tag{1.9}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial q^2/A}{\partial x} + gA\frac{\partial z}{\partial x} = -gA(S_0 - S_f) + C_L Q_L v \tag{1.10}$$

avec C_L un coefficient de transfert de la quantité de mouvement du débit latéral, variant de 0 à 1. La résolution du système complet d'équation n'est pas triviale dans la mesure où les solutions ne sont pas linéaires. Pour être résolues, une condition initiale ainsi que des conditions aux limites dépendant du régime de l'écoulement sont nécessaires. Dans la suite du manuscrit, à la vue des formalismes considérés, le terme relatif au débit latéral sera négligé ($C_L Q_L v = 0$).

$$gA\frac{\partial z}{\partial x} = -gA(S_0 - S_f) \tag{1.11}$$

Dans certains cas, il est possible d'apporter des simplifications aux équations complètes de Saint-Venant. Ceci permet en outre de faciliter leur résolution. L'équation 1.10 est souvent désignée comme l'équation de l'onde dynamique et décrit un écoulement non stationnaire et non uniforme. Dans l'éventualité où les forces de pression, de gravité et de frottement prédominent

par rapport aux forces d'inertie, il s'agit du schéma de l'onde diffusante (Équation 1.11). Du fait que les termes liés aux forces d'inertie sont négligés, il s'agit ici de décrire un écoulement à surface libre stationnaire et non uniforme. Cette approximation est particulièrement utile dans le cas d'écoulement sub-critique à faible nombre de Froude (F_r) ; c'est notamment le cas pour les cours d'eau fortement aménagés par des barrages.

$$S_0 = S_f \tag{1.12}$$

Enfin, dans le cas où les termes de pression sont également négligeables le modèle de l'écoulement est celui de l'onde cinématique (Équation 1.12). Ici, les forces de gravité et les forces de pression se compensent. Cette approximation implique que l'écoulement décrit est stationnaire et uniforme.

1.3.4 Rugosité et résistance à l'écoulement.

Une des hypothèses de l'application des équations de Barré de Saint-Venant est que les pertes de charge linéaires S_f peuvent être réduites à l'équation de Gauckler-Manning-Strickler (GMS) (Hager, 2001). Cette dernière est largement utilisée en ingénierie hydraulique et permet de relier la vitesse moyenne de l'écoulement v au rayon hydraulique R_h ainsi qu'aux frottements :

$$v = \frac{1}{n} R_h^{2/3} S_f^{1/2} \tag{1.13}$$

où n est le coefficient de rugosité de Manning ($\mathrm{m}^{-1/3}.\mathrm{s}^1$). Celui-ci n'apprait pas à l'origine dans le système des équations de Barré de Saint-Venant et représente la rugosité du bief en contact avec le fluide et donc les pertes d'énergie par frottements proportionnelles à la vitesse. Dans le cas des rivières naturelles, la détermination de la rugosité du cours d'eau peut souvent s'avérer difficile. En effet, ce dernier est très variable dans la mesure où il englobe de nombreux autres paramètres interdépendants. On notera que les facteurs principaux de sources de frottements sont :

— Les formes sédimentaires du lit de la rivière qui regroupent la taille ainsi que la forme des particules formant le périmètre mouillé.

— La végétation qui réduit la capacité du cours d'eau en s'opposant à l'écoulement. Son

effet dépend principalement du type, de la hauteur, de la densité et de la répartition de la végétation. Les embâcles sont également considérés dans cette catégorie.

1.3.5 Hydrologie, hydrodynamique et modélisation.

Depuis la fin des années 1950, le concept de modèle apparaît en science hydrologique. La modélisation pluie-débit a pris une dimension tellement importante qu'on la surnomme le "cœur" même de l'hydrologie. On désigne comme modèle hydrologique l'ensemble des fonctions mathématiques répondant aux différentes étapes de la transformation pluie-débit et qui permettent de répondre aux problématiques relatives de la gestion de la ressource en eau, l'aménagement du territoire ou encore les risques hydrologiques. Toujours est-il, un modèle demeure une simplification d'un système complexe (Payraudeau, 2002) où à chaque étape, des approximations sont effectuées ; mise en place de formalismes dans un cadre conceptuel.

Dans la littérature, de nombreux modèles hydrologiques de bassins-versants existent et ont été éprouvés ; ainsi plusieurs auteurs ont proposé une classification de ces derniers (Ambroise, 1999). La plus commune et pertinente est celle de Refsgaard and Storm (1996), qui propose une classification en trois catégories. Les modèles **empiriques** exploitent des relations établies via des observations in-situ entre les données d'entrée et les variables de sorties. Le bassin versant est représenté en tant que "boite noire" sans description des processus élémentaires. Les modèles **conceptuels** au contraire tentent de décrire les principaux processus hydrologiques. En général, après quelques simplifications, le bassin versant est décrit comme un ensemble de réservoirs interconnectés. Pour finir, les modèles **à base physique** reposent sur un ensemble de lois physiques qui détaillent les processus hydrologiques du bassin versant.

Par ailleurs, selon la description des processus hydrologiques dans le modèle et les caractéristique du bassin versant, la discrétisation spatiale du bassin versant peut alors être globale ou plus ou moins distribuée. Dans un modèle **global**, le bassin versant est considéré comme une entité unique et insécable. Les relations employées sont alors bien souvent des équations différentielles ordinaires qui ne prennent pas en compte la variabilité spatiale des processus ainsi que les caractéristiques géométriques du système (ex. modèles du groupe GR). Un modèle **distribué** a une discrétisation spatiale relativement fine souvent basée sur le relief,

moteur du déplacement des masses d'eau sur le versant. Ce modèle prend explicitement en compte la variabilité spatiale des processus, des variables d'entrée, des conditions aux limites ainsi que les caractéristiques du bassin versant. Le bassins-versant est généralement découpé en unités de réponses hydrologiques (HRU) relativement homogènes qui représentent les principaux types de comportement hydrologiques. Ce groupe de modèle permet en outre de mieux décrire la variabilité spatio-temporelle des composantes du cycle de l'eau et les conséquences du changement d'échelle. De plus, l'intégration des caractéristiques pédologiques ainsi que l'occupation des sols améliore de façon considérable l'adéquation entre observations et simulation. Néanmoins, ce type de modèle est soumis aux problèmes de surparamétrisation. En effet, le nombre de paramètres augmente avec le nombre de mailles ou d'unités de modèle. Il en découle alors des soucis métrologiques (acquisition de données in-situ pour aider à la paramétrisation) et des problèmes lors de la calibration du modèle (ex. TELEMAC-2D, CEQUEAU). Dans le cas où certaines composantes du système peuvent être globalisées, le modèle est **semi-distribué**. Ici, le bassin versant est dans un premier temps divisé en sous-bassins homogènes, lesquels sont par la suite divisés en HRU. Une même HRU peut être répartie en plusieurs unités spatiales au sein du bassin versant (ex. TOPMODEL, MGB, SWAT).

Enfin, relativement à la description des processus hydrologiques, le modèle peut être déterministe, stochastique ou mixte. Un modèle est **déterministe** lorsque les variables d'entrée et les paramètres du système sont parfaitement connues ou déterminables. À l'inverse, dans un modèle **stochastique**, les variables d'entrée du système sont décrites par des distributions de probabilité. Cette dernière approche est utilisée soit dans les cas où le phénomène étudié est aléatoire soit lors de représentation de permanences difficilement explicitables physiquement.

Depuis les deux dernières décennies, la résolution des modèles hydrologiques et hydrodynamiques n'a cessé de s'améliorer que ce soit à petite ou à large échelle. Les modélisations emploient classiquement une approche complète ou simplifiée des équations de Saint-Venant. Qu'il s'agisse de représentations 1-D ou 2-D, celles-ci permettent dans la plus grande majorité des cas de représenter de manière satisfaisantes les processus de rivières tels que les débits, la propagation des ondes de crues, les effets de remous, et autres (Yamazaki et al., 2011; Paiva et al., 2013c; Getirana et al., 2017b). La modélisation demeure encore actuellement une approche primordiale afin d'estimer les risques (Pappenberger et al., 2012; Trigg et al.,

2016), de prévoir (Kauffeldt et al., 2016), d'estimer l'impact du changement climatique sur de nombreuses variables (Hirabayashi et al., 2013; Sorribas et al., 2016) et enfin, de suivre autant les grands cycles biogéochimiques que les pesticides (Sun et al., 2016; Fabre et al., 2019; Wei et al., 2019; Cakir et al., 2020; Fabre et al., 2020; Guilhen et al., 2020) à l'échelle d'un bassin versant.

Un des grands défis actuels des modèles de rivière est à la fois de pouvoir évaluer de manière quantitative la pertinence ainsi que le bien fondé d'appliquer à l'échelle d'un bassin versant le système complet des équations de Saint-Venant mais aussi de pallier la connaissance approximative de la géomorphologie des biefs (Hodges, 2013). Parallèlement, de plus en plus d'études s'efforcent à délivrer des modélisations qui se veulent être de plus en plus précises, sur des territoires de plus en plus vastes, en contraignant parfois de manière significative, les nombreux paramètres de ces modèles (Wood et al., 2011; Bierkens et al., 2015).

En ce qui concerne le bassin versant de l'Amazone, les dernières décennies ont vu émerger quantité de modèles et d'applications à différentes échelles, aussi bien spatiales que temporelles. La première génération de modèles (Vörösmarty et al., 1989; Costa and Foley, 1997; Coe et al., 2002) se concentraient sur des études à l'échelle du bassin versant et avec des pas de temps mensuels. Avec l'augmentation de la puissance de calcul des machines ainsi que les bases de données disponibles afin d'alimenter les variables en entrée, la précision des modèles n'a cessé d'augmenter à tous points de vue (Paiva et al., 2013c; Beighley et al., 2009; Luo et al., 2017). Les modèles hydrologiques ont alors permis de mettre en exergue les paramètres clefs du cycle de l'eau du bassin amazonien mais également de suppléer la diminution incessante des stations de mesure in-situ. Les modèles permettent en outre d'estimer les stocks d'eaux vertes et bleues et de connaître le débit ou la hauteur d'eau dans le bief, *quasiment* en tout point du réseau hydrographique. Dans cette mesure, l'objectif contemporain de la modélisation sur l'ensemble du bassin versant de l'Amazone est d'établir la capacité et les dynamiques de stockage des eaux de surfaces dans les plaines alluviales. Quelques études s'y sont avancées et trouvent une rétention dans les plaines équivalentes à 27% - 56% des eaux libres (Paiva et al., 2013c; Pokhrel et al., 2013; Getirana et al., 2017a). Notons que ces estimations sont corroborées par quelques études basées sur les observations spatiales mesurant les variations de stocks d'eau de surface (Frappart et al., 2012; Papa et al., 2013).

En ce qui concerne les modèles hydrauliques ou hydrodynamiques, ceux-ci ont fleuri beaucoup plus tard et l'application de ces modèles à l'échelle continentale sur le bassin amazonien reste une avancée prodigieuse (Bates et al., 2018). Toujours est-il, il est intéressant de noter que ces modèles sont principalement appliqués afin de déterminer les échanges entre le bief et le lit majeur. Ils permettent alors d'obtenir des informations clefs sur les caractéristiques de l'inondation comme sa durée ou encore son amplitude. Ces études ont alors permis de montrer que les échanges entre le lit mineur et la plaine d'inondation sont du même ordre que les flux exportés à l'océan ; soit 30% pour le fleuve Amazone et près de 40% pour l'ensemble de bassin (Richey et al., 1989; Sorribas et al., 2020).

Il demeure toutefois pertinent de remarquer que l'ensemble des modèles, dans leur ensemble, semblent renvoyer des résultats sensiblement meilleurs lors des périodes de hautes eaux (Pinel et al., 2020; Rudorff et al., 2014). De plus, en ce qui concerne le bassin versant de l'Amazone, la littérature voit apparaitre depuis les dernières années une procédure normalisée dans le cadre du développement de modèle ou de leur intercomparaison. Il s'agit de l'estimation à l'échelle du bassin de l'extension des surfaces en eau (Decharme et al., 2008; Yamazaki et al., 2011; Guimberteau et al., 2014; Pilotto et al., 2015; Towner et al., 2019). Par contre, il est dommage de constater que très peu d'études se penchent ou s'attachent à valider d'autres paramètres tout autant clef tels que la vitesse des écoulements (Pinel et al., 2020) ou les stocks d'eau inondée (Paiva et al., 2013b; Fleischmann et al., 2020).

L'étude des interactions entre la rivière et la plaine d'inondation reste un défi scientifique et technique pour une modélisation hydrologique à l'échelle de tout le bassin de l'Amazone. En effet, dans de nombreux cas, les échanges d'eau se font au travers de chenaux dans les plaines ou par le biais de percées dans les levées. Par conséquent, cela empêche une bonne conceptualisation des crues qui différent d'un simple modèle de débordement forcé par la rivière (Trigg et al., 2012). Les futurs modèles ont alors comme mission de prendre en compte ces spécificités afin de conceptualiser les processus complexes au cœur des plaines d'inondation ; qui ont pu être mis en évidence par quelques études (Trigg et al., 2009; Fleischmann et al., 2018).

1.4 Le rôle des zones alluviales ripariennes dans les transferts d'eau et de sédiments.

À l'interface entre l'écosystème fluvial et l'écosystème terrestre, les zones alluviales ripariennes constituent une zone de transition entre le réseau fluvial et les versants : on parle alors d'écotone (Verry et al., 2004). Les **zones humides alluviales** sont définies comme les zones encadrant les cours d'eau fréquemment inondées lors des épisodes de crues, de relief relativement très plat. Une **zone riparienne** est la zone adjacente au cours d'eau ou la végétation est dominante ; de la zone enherbée jusqu'à la ripisylve.

Comme discuté dans le paragraphe précédent, en matière de morphologie fluviale, les systèmes de rivière sont classiquement découpés entre un lit mineur, un lit moyen et un lit majeur. Le lit mineur définit la partie contenant les crues non débordantes où l'eau contenue varie entre l'étiage et le débit nominal. Le lit moyen quant à lui correspond à la partie du lit venant accueillir les crues les plus fréquentes. Au niveau du bassin versant de l'Amazone, la fréquence de ces crues varie. Elle est annuelle pour les rivières de la plaine amazonienne où l'inondation correspond au passage de l'onde de crue. Les épisodes de crue peuvent également survenir plusieurs fois au cours de l'année hydrologique ; c'est notamment le cas au niveau des piédmonts andins et dans la grande plaine bolivienne du haut Madeira. Enfin, le lit majeur se rapporte à l'emprise maximale de la rivière sur le paysage et comprend la partie contenant les crues exceptionnelles. D'une manière assez simpliste, on peut associer le lit majeur à l'extension maximale potentielle de l'inondation.

Depuis l'exposition des formalismes de Zanobetti et al. (1970) pour prédire les inondations dans les plaines à partir d'unité de stockage, de nombreux modèles 1-D emploient le débit/hauteur à plein bord comme limite de l'inondation et notamment pour le cas de plaine d'inondation complexe (Wolman and Leopold, 1957; Lewin and Hughes, 1980; Frazier and Page, 2009; Santini, 2020). Le débit à plein bord fait référence à la capacité maximale de la rivière sans que celle-ci ne se déverse à proprement parler dans la plaine d'inondation. Néanmoins, il est important de souligner que plusieurs études, en particulier celles utilisant des solveurs 2-D, mettent en évidence la sensibilité du paramètre de débit à plein bord et les incertitudes d'inondation lors de très faibles variations de hauteur d'eau proche du plein

bord (Bates et al., 2010; Savage et al., 2016). Par ailleurs, en ce qui concerne le bassin versant amazonien, une année hydrologique est typiquement marquée par une inondation dans le lit majeur et les rares exceptions sont à relier à des sècheresses particulièrement intenses. Compte tenu des objectifs de modélisation de cette thèse et des caractéristiques d'inondation des rivières amazoniennes un bi-découpage du lit des biefs a été effectué. Dans la suite du manuscrit, le lit mineur désigne l'unité découlement comprise entre l'étiage et le débit à plein bord. Ici, le lit moyen et le lit majeur seront regroupés en une seule entité morphologique, désignée en tant que lit majeur.

Le système humide amazonien, qui fait partie des plus vastes au monde, comprend un très large panel de zones humides complexes. Par ailleurs, la détermination de l'extension et de la variabilité de cette zone humide à l'échelle du bassin versant de l'Amazone a constitué un point clef de la recherche scientifique de ces dernières années (Fassoni-Andrade et al., 2021). À ce jour, plus de cinquante estimations ont été produites ; néanmoins il demeure encore à ce jour une disparité et des différences non négligeables dans ces jeux de données. Dans leur étude, Fleischmann et al. (2022) dressent un portrait de l'état de l'art des principaux outils dédiés à cette tache, en sélectionnant 29 produits différents d'estimation allant de l'échelle du bassin versant à l'échelle régionale. En définitive, les auteurs estiment la couverture de la zone humide amazonienne à une surface de 599 700 km^2 $\pm$ 81 800 km^2. La Table. 1 de l'article recense les caractéristiques des produits ainsi utilisés et exposés en Figure. 1.21. Ces cartographies d'extension de l'inondation sont reparties en trois groupes. Les estimations issues des modèles hydrologiques ou hydrodynamiques (Coe et al., 2008; Yamazaki et al., 2011; Siqueira et al., 2018), sont extrêmement dépendantes de la résolution du MNT. En ce qui concerne les observations satellites, les auteurs font une distinction en fonction de la résolution du produit final et non des capteurs utilisés. Ainsi, on pourra distinguer les cartes d'inondation à faible résolution, comme par exemple SWAMPS, GIEMS-2 ou encore WAD2M (Jensen and Mcdonald, 2019; Prigent et al., 2020; Zhang et al., 2021) dont la taille des pixels est de l'ordre de 25 km. À l'autre bout du spectre, les produits à haute résolution comme SWAF-HR ou encore GIEMS-D3 (Parrens et al., 2019; Aires et al., 2017) exposent des tailles de pixel de l'ordre du kilomètre ou de la centaine de mètres, avec des pas de temps temporels allant de la semaine au mois.

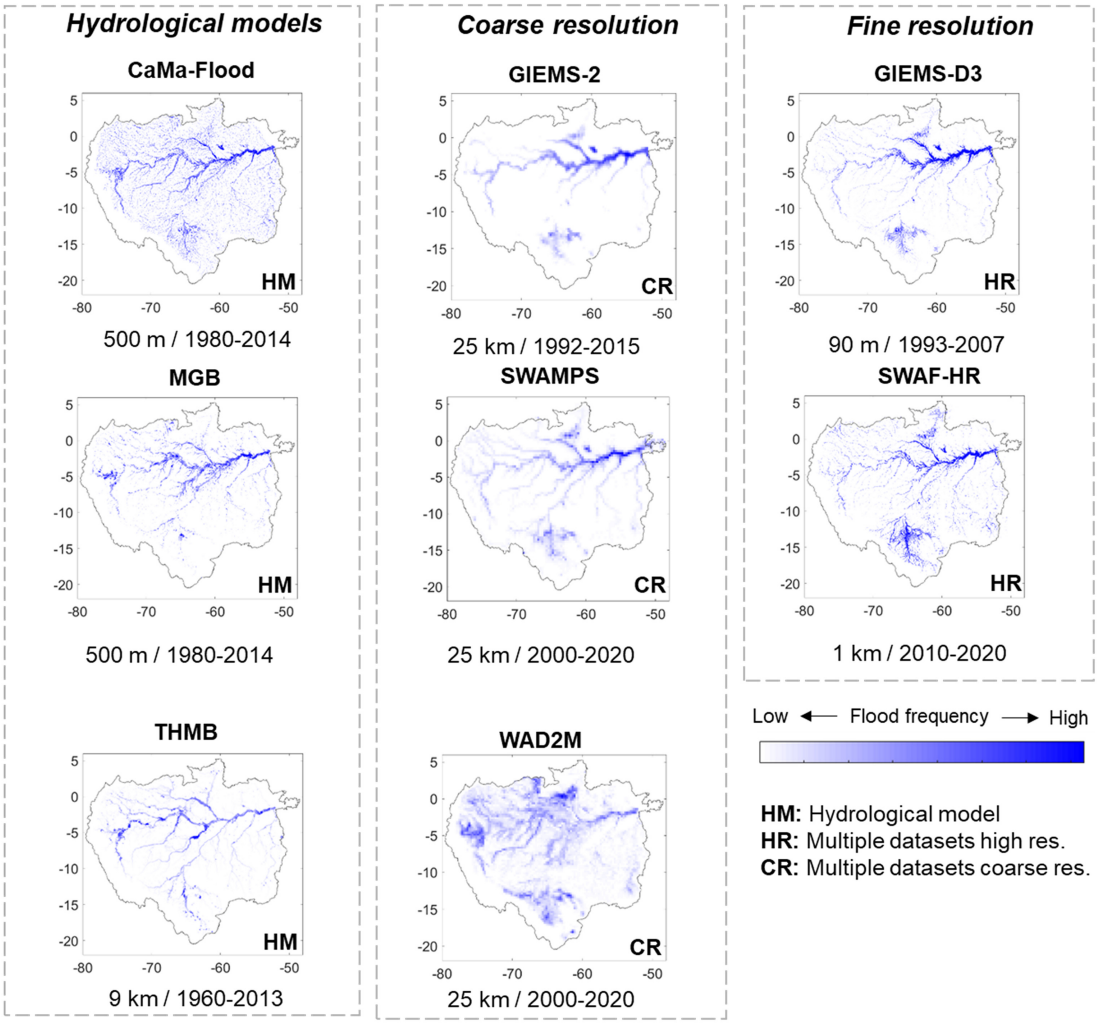


FIGURE 1.21 – D'après Fleischmann et al. (2022) : principaux produits d'inondation disponibles sur le bassin versant de l'Amazone divisés en trois classes (modèles hydrologiques, fusion de plusieurs jeux de données à faible et haute résolution). La fréquence d'inondation est calculée pour chacun en fonction de la fréquence d'observations caractérisées comme inondées.

Le paysage des observations spatiales en termes d'inondation dans le cadre du bassin amazonien s'étend plus que les produits cités, notamment au niveau des capteurs utilisés. En effet, Fassoni-Andrade et al. (2021); Fleischmann et al. (2022) montreront la diversité du paysage spatial dédié à la détection des surfaces en eaux sur le bassin amazonien. Il est aussi important de remarquer que la plupart de ses observations à l'échelle de tout le bassin versant sont très récentes et ont vu le jour vers 2016. Si le but ici n'est pas de dresser un portrait exhaustif de tout ce paysage, il est tout de même intéressant de décrire les différents capteurs afin de comprendre leurs avantages et leurs inconvénients.

Les micro-ondes passives utilisées par exemple dans les produits SWAF-HR (Parrens et al., 2019), actives SWAMPS (Jensen and Mcdonald, 2019) ou encore les produits du groupe GIEMS (Aires et al., 2017; Prigent et al., 2020) sont sensibles à la distribution des masses d'eau de surface et permettent une acquisition du signal jour et nuit. Le désavantage étant alors, une faible résolution spatiale des acquisition (environ 30 km). Les données SWAF-HR sont issues de la mission Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS - Kerr et al. (2010)), radiomètre acquérant en bande L. Le principal intérêt de la bande L est sa capacité à pénétrer à travers la canopée et sa faible interaction avec les nuages. Toujours est-il, ces produits associent de façon systématique leurs observations à des données auxiliaires telles que les MNT ou d'autres indicateurs afin de désagréger vers des produits hautes résolutions.

Les jeux de données de cartes d'inondation produits via l'instrumentation Synthetic Aperture Radar (SAR), dans cette étude, sont issus des missions JERS-1 (Hess et al., 2003b; Hess et al.) et ses successeurs ALOS-PALSAR (Chapman et al., 2015) et ALOS-2 PALSAR-2 (Rosenqvist et al., 2020). Qu'il s'agisse des bandes C, X ou L, cette technologie permet de pénétrer efficacement les nuages ainsi que la végétation et permet une observation jour et nuit, indépendamment des radiations solaires. Notons tout de même que la bande L possède une meilleure pénétration de la canopée et interagit avec les premiers centimètres du sol. Bien que la résolution au sol des imageurs SAR soit très haute : environ quelques dizaines de mètres, le temps de revisite est relativement long (quelques dizaines de jours) voire irrégulier. Ainsi, la méthodologie employée pour déterminer les cartes d'inondation se base bien souvent sur une comparaison entre les minima et les maxima observés.

Enfin, les imageurs optiques permettent une détection à moyenne et haute résolution des surfaces en eau libres. Ces produits sont, dans la majorité des cas, basés sur les missions Landsat (Pekel et al., 2016; Pickens et al., 2020; Yamazaki et al., 2015) ou encore sur les missions d'observations telles que MODIS (Ovando et al., 2016). Du fait de leur incapacité à observer par-delà les nuages et la végétation dense, ces produits ont alors besoin de nombreux passages au niveau de la même zone d'étude afin de dresser des comparaisons entre des zones qui se voient inondées au cours de l'année. Il en résulte alors des produits statiques, qui correspondent à l'état de la surface à un temps donné ou des produits d'occurrence disponibles au pas de temps mensuel.

1.4.1 Typologie des zones alluviales amazoniennes.

Le bassin versant de l'Amazone regorge d'une multitude d'écosystèmes de zones humides. Ceux-ci sont déterminés par leur géomorphologie, leur hydrologie ainsi que par la couverture de la végétation. Dans la classification proposée par Junk et al. (2011), les zones humides amazoniennes sont différenciées en fonction de l'amplitude de la hauteur d'eau. Il est alors possible de distinguer les forêts alluviales dont le niveau d'eau varie très peu, les plaines alluviales où le niveau de l'eau varie de manière saisonnière et enfin, les zones interfluviales dont les variations saisonnières du niveau d'eau sont relativement faibles (Junk et al., 2011; Ovando et al., 2018; Fleischmann et al., 2020). Notons qu'il est toutefois possible de simplifier cette classification tout en gardant une cohérence hydrologique. En considérant ainsi le degré de connectivité avec la rivière, les plaines d'inondation se distinguent des zones humides interfluviales où les processus et contrôles de l'inondation sont différents. Notons cependant que, comparé au paragraphe précédent où de très nombreuses études ont pu être menées à l'échelle du bassin versant, dans le cas de la détermination des typologies de zones alluviales, beaucoup d'études se concentrent au niveau de l'échelle locale et notamment de la plaine centrale de l'Amazone.

Classification	Type	Source principale d'eau	Alimentation par chenaux	Connection à la rivière
Ruissellement	Direct	Ruissellement	Oui	Direct
	Indirect	Ruissellement et rivière	Oui	via la plaine alluviale
Rivière	Île	Rivière	Oui	Entier
	bypass	Rivière	Oui	Un seul côté
Central	Connecté	Rivière	Non	Diffusion vers l'amont
	Bassin	Rivière	Non	Diffusion vers d'autres unités

TABLE 1.1 – Classification et explicitation des unités de réponse hydrologique de type plaine d'inondation.

Trigg et al. (2012) mèneront la première étude systématique au niveau de la plaine centrale de l'Amazone, sur une zone de 285 km^2 à la confluence entre les fleuves Solimões et Purús, par couplage entre observations terrain et images issues de Landsat afin de caractériser ces plaines d'inondation. Le système de plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone est une véritable mosaïque constituée par une multitude d'hydro-systèmes complexes : lacs, marécages, chenaux, levées et dépression. Ces différences géomorphologiques de systèmes sont à l'origine des contrôles locaux des mécanismes d'inondation, bien souvent complexes et hétérogènes.

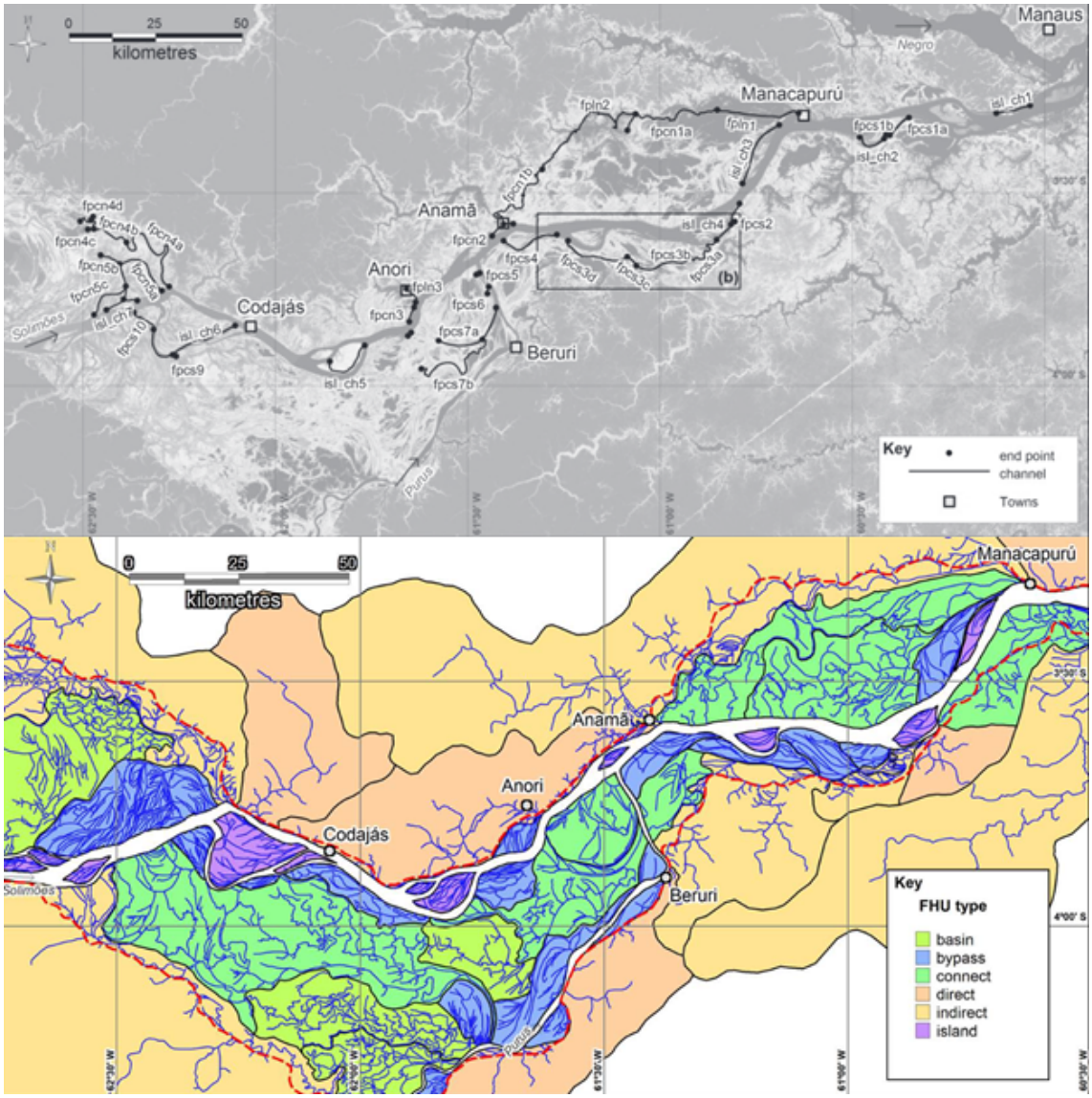


FIGURE 1.22 – Unités de réponse hydrologique de type plaine d'inondation. Trigg et al. (2012) issues d'images Landsat à la confluence entre le Purús et le Solimões.

Cette étude viendra raffiner la classification proposée par Latrubesse and Franzinelli (2002) où la plaine alluviale est séparée en trois unités distinctes : (1) une ancienne plaine assimilable à une terrasse alluviale dominée par l'accrétion et qui témoigne des paléoméandres ou des cours d'eau secondaires, (2) des structures à caractères plus ou moins déconnecté du cours d'eau principale, comme des lacs, où l'inondation n'est pas totale chaque année, (3) la plaine alluviale dominée par les chenaux. La classification exposée alors par (Trigg et al., 2012) (Table. 1.1, Fig. 1.22) sépare la plaine alluviale en unités de réponse hydrologique de type plaine d'inondation en fonction de leur fonction hydrogéomorphologique. Ainsi on pourra distinguer les entités qualifiées "directes" et "indirectes" qui viennent drainer des zones marginales au bassin et déversent leurs apports directement dans le cours d'eau principal ou en passant par la plaine d'inondation. Les entités de la classe centrale sont quant à elles connectées à la rivière seulement par un canal de drainage et sont ceinturées par d'autres typologies de plaines. Ainsi, l'apport en eau reçu par le bief principal est indirect. La typologie "bassin" est connectée à la rivière au niveau de son exutoire, alors que la typologie "connecté" possède un point de source amont. Enfin, on notera des systèmes de "bypass" adjacents à la rivière venant détourner l'eau sur plusieurs kilomètres avant de la restituer dans sa totalité ou partiellement.

1.4.2 Dynamique des échanges d'eau entre le lit mineur et le lit majeur.

La réalité des inondations est bien souvent beaucoup plus complexe qu'un simple débordement de la rivière au-dessus des rives entrainant un épanchement des crues dans la plaine alluviale. En effet, les inondations sont la résultante d'interactions complexes entre le climat et la topographie de la zone drainée. Bien que le schéma de débordement soit majoritaire, la mise en eau du lit majeur peut être due à une augmentation du niveau de la nappe phréatique conduisant à une résurgence de cette dernière dans le lit majeur (Robins and Finch, 2012). Par ailleurs d'importantes précipitations couplées à une longue période de sécheresse ou encore la présence d'une couche imperméable dans les premiers horizons pédologiques peuvent conduire à une mise en eau du lit majeur, surtout dans des zones de relief plat. Dans notre cas d'étude, la contribution des eaux souterraines à l'inondation n'est pas négligeable sur le bassin versant du Madeira, principal tributaire sud de l'Amazone, qui possède d'autant plus un relief extrêmement plat au niveau de sa plaine d'inondation bolivienne.

La typologie de la plaine d'inondation ainsi que son degré de connectivité à la rivière contraignent en grand partie les dynamiques d'inondation et de transport des sédiments. Dans le cas de la plaine centrale amazonienne, celle-ci est dominée par un système de basses terrasses alluviales (varzea) qui est séparée du cours d'eau principal via des levées. L'eau s'infiltre alors lors de la crue par des percées dans les levées (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Park and Latrubesse, 2017). Toutefois un schéma d'inondation caractéristique semble se dégager de ces grandes plaines d'inondation centrales (Mertes et al., 1996; Latrubesse and Franzinelli, 2002; Hess et al., 2003b; Alsdorf et al., 2007; Park and Latrubesse, 2017, 2019).

La Figure. 1.23 montre un schéma classique d'inondation au niveau de la plaine centrale de l'Amazone. Ici les auteurs, Park (2020), ont utilisé des données satellites multi-sources afin de déterminer les dynamiques et connexions entre les plaines et le bief principal. Les données de hauteurs d'eau entre 2008 et 2011 dans le bief (R1) et dans la plaine (F1) sont extraites des séries temporelles Jason-2 et Jason-3 (Mercier et al., 2008), selon un traitement adapté aux eaux continentales (Mercier et al., 2010; Seyler et al., 2013). La discrétisation des typologies de plaines alluviales en unités géomorphologiques est générée via les données PALSAR RTC interpolées au MNT SRTM GL1 (Park and Latrubesse, 2017) alors que les connections sont établies à partir des données de matières en suspension issues de la mission MODIS (Hess et al., 2003a; Park and Latrubesse, 2014).

La progression de l'inondation et la connectivité entre le bief et la plaine peuvent alors être décomposées en quatre phases distinctes : (1) avant l'inondation, (2) connexion par les chenaux, (3) connexion par débordement, et (4) au pic de crue et pendant la récession. Ainsi, en périodes sèches, quand les niveaux de la rivière et de la plaine sont les plus bas, la connectivité n'est pas encore été établie. En effet, la hauteur d'eau dans le bief n'atteint pas le seuil nécessaire pour établir une connexion ; il s'agit ici du thalweg du chenal de la plaine. Il est important de souligner que le bief et la plaine peuvent toutefois rester connectés hydrologiquement durant cette saison via des apports locaux météoriques ou souterrains. Lors de la montée des eaux et quand la pente entre les plans d'eau de la plaine et de la rivière est maximale, le bief commence à transférer de l'eau vers le lit majeur à travers les chevaux de la plaine. Ceci s'effectue par le biais de percés au niveau des levées. La quantité d'eau déversée par les chenaux est conséquente, peu importe l'étendue de la plaine d'inondation, et

le niveau d'eau augmente avec la même rapidité que celui de la rivière. À partir du moment où le niveau du bief surpasse celui des levées, l'eau se déverse dans la plaine majoritairement par débordement. Notons que si le processus de remplissage par les chenaux est très localisé au niveau des percées, le débordement est quant à lui un processus extensif. Le niveau d'eau dans la plaine d'inondation rejoint alors celui de la rivière. Il arrive cependant que le débordement soit limité ; c'est notamment le cas dans les régions où le réseau de chenaux et de levées est particulièrement bien développé. C'est le cas, par exemple au niveau de la plaine de Lago Madaba (Park, 2020). Au pic d'inondation, la plaine est saturée en eau et atteint sa limite en terme de capacité de stockage. Alors, la différence de hauteur d'eau entre le bief et la plaine tend vers zéro et les interactions deviennent nulle. Lors de la décrue, les mécanismes de transfert s'inversent.

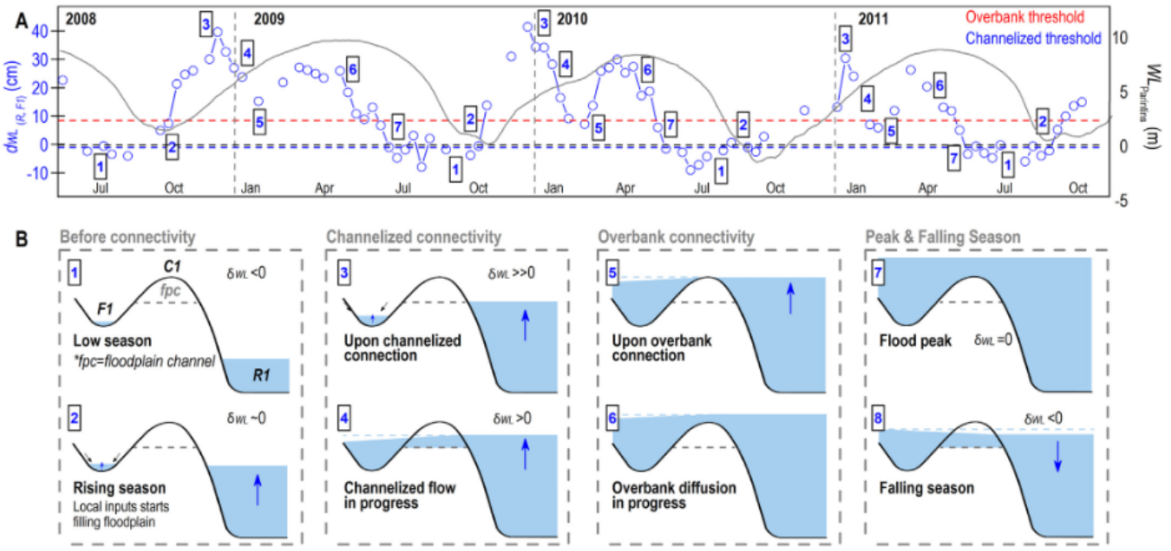


FIGURE 1.23 – (A) δWL Différence entre les niveaux d'eau aux points R1 et F1 entre 2008 et 2011 (courbe en bleu). La ligne $\delta WL = 0$ indique des niveaux d'eau identiques entre la rivière et la plaine d'inondation. (B) Représentation schématique de la section transversale entre R1 et F1. Les différents diagrammes montrent les processus d'inondation et de connectivité entre le bief principal de l'Amazone et les plaines au-delà des levées. D'après Park (2020) - plaine de Lago Madaba.

1.4.3 Effet de la plaine d'inondation sur les échanges d'eau avec la rivière.

Le processus de mise en eau du lit majeur change les propriétés hydrodynamiques de la rivière, d'autant plus lorsque la plaine d'inondation tient une place importante dans le cycle hydrologique du bassin. Dans le cas de l'Amazone, l'onde de crue est caractérisée par un monodome qui est typique des grandes rivières de plaine. La crue montre une forte saisonnalité avec une connectivité prononcée de la rivière avec la zone alluviale (Junk et al., 2011; Wittmann and Junk, 2016). Lors du débordement lorsque les échanges entre la plaine et le cours sont maximaux, le débit, la vitesse ainsi que l'augmentation de la hauteur d'eau du bief sont atténués. Ainsi, l'atténuation du pic de crue des grandes rivières amazoniennes est de l'ordre de 30% (Lininger and Latrubesse, 2016), alors que la rétention en eaux libres des plaines alluviales varie entre 27% et 56% (Paiva et al., 2013c; Pokhrel et al., 2013; Getirana et al., 2017a). Santini (2020) proposera quatre mécanismes différents afin d'expliquer ces phénomènes de diminution dans le cours d'eau :

— Le stockage de grands volumes d'eau dans la plaine atténue considérablement l'onde de crue, en écrêtant le limnigramme du lit mineur, et par conséquent les vitesses et les débits, fonctions de la hauteur d'eau dans le bief. Ce stockage induit par ailleurs d'importants déphasages entre les hydrogrammes amont et aval.

— Pendant le débordement, une partie de l'énergie de la rivière est transférée vers la plaine et provoque alors une diminution de l'énergie cinétique disponible. Par ailleurs, dans le cas des percées dans les levées ou bien pour les by-passes, lorsque l'eau rejoint à nouveau le lit mineur, cela peut entraîner une augmentation de la résistance à l'écoulement.

— La diminution de la pente de la ligne d'eau libre : pour les écoulements de rivières de plaine, la pente de la surface libre tend à être plus forte en crue qu'à la décrue, induisant une hystérésis horaire sur les relations entre hauteurs d'eau et vitesses (ou débits) (Mansanarez et al., 2016). Ainsi, pour une même hauteur d'eau, les vitesses sont alors supérieures en montée de crue qu'à la descente. Lorsque la plaine s'inonde, la pente de la surface libre de la rivière s'équilibre alors plus ou moins avec celle de la vallée, cette dernière étant supérieure (car un cours d'eau sinue presque toujours) ou au maximum égale à celle du lit de la rivière (si le cours d'eau est rectiligne, ou en tresses). La vitesse moyenne dans le lit mineur, dont la pente du cours d'eau

est le moteur, est alors réduite et le niveau d'eau augmente, accentuant par ailleurs l'inondation. En outre, sur un même tronçon de rivière, des différences de géométrie de section transversale et de hauteur de berge peuvent conduire à des épanchements latéraux discontinus. Par exemple, des levées plus hautes à l'aval qu'à l'amont peuvent conduire à une diminution locale de la pente de la ligne d'eau, si l'amont est inondé. Sur de grandes distances, ces variations de vitesses longitudinales répétées (accélération convective) dissipent l'énergie de l'écoulement.

— Dans le cas des écoulements débordants, lorsque les lits mineurs et majeurs sont en contact, des contraintes de cisaillement peuvent se former au niveau de la surface en miroir. Celles-ci seront d'autant plus importantes que la vitesse, la rugosité, ou encore la hauteur d'eau des deux lits sont différentes. Ces transferts de quantité de mouvement, perpendiculaires aux écoulements, permettent alors de dissiper une fraction de l'énergie de la rivière.

Ainsi, l'influence du lit majeur pendant les crues débordantes est principalement visible au niveau de la courbe de tarage (Fig. 1.24). Pour rappel, la courbe de tarage d'une rivière désigne la relation entre la hauteur d'eau et le débit en un site déterminé. Elle est principalement construite à partir des jaugeages qui ont été réalisés sur une gamme de hauteurs. Dans la plus grande majorité des cas, les points extrêmes liés à l'inondation sont extrapolés à partir des données déjà disponibles et permettent de couvrir les prévisions en cas de crues. La relation entre la hauteur d'eau et le débit d'un bief est fonction, dans un premier temps des caractéristiques géomorphologiques de ce dernier, mais aussi des caractéristiques fluviales en aval. Ainsi, dans le cas d'une crue contenue dans le lit mineur, l'évolution de la hauteur d'eau est corrélée logarithmiquement avec celle du débit dans le cours d'eau. Alors que pour une crue débordante, l'évolution de la hauteur d'eau est différente après le seuil du plein bord. En effet, lors de la mise en eau du lit majeur, l'augmentation de la hauteur d'eau est moins rapide tandis que le débit augmente. Il apparaît alors une discontinuité de la relation hauteur-débit. Enfin, Smart (1992) montrera en laboratoire que la vitesse d'écoulement diminue dans le bief d'autant plus que la hauteur d'eau dans le lit majeur est faible.

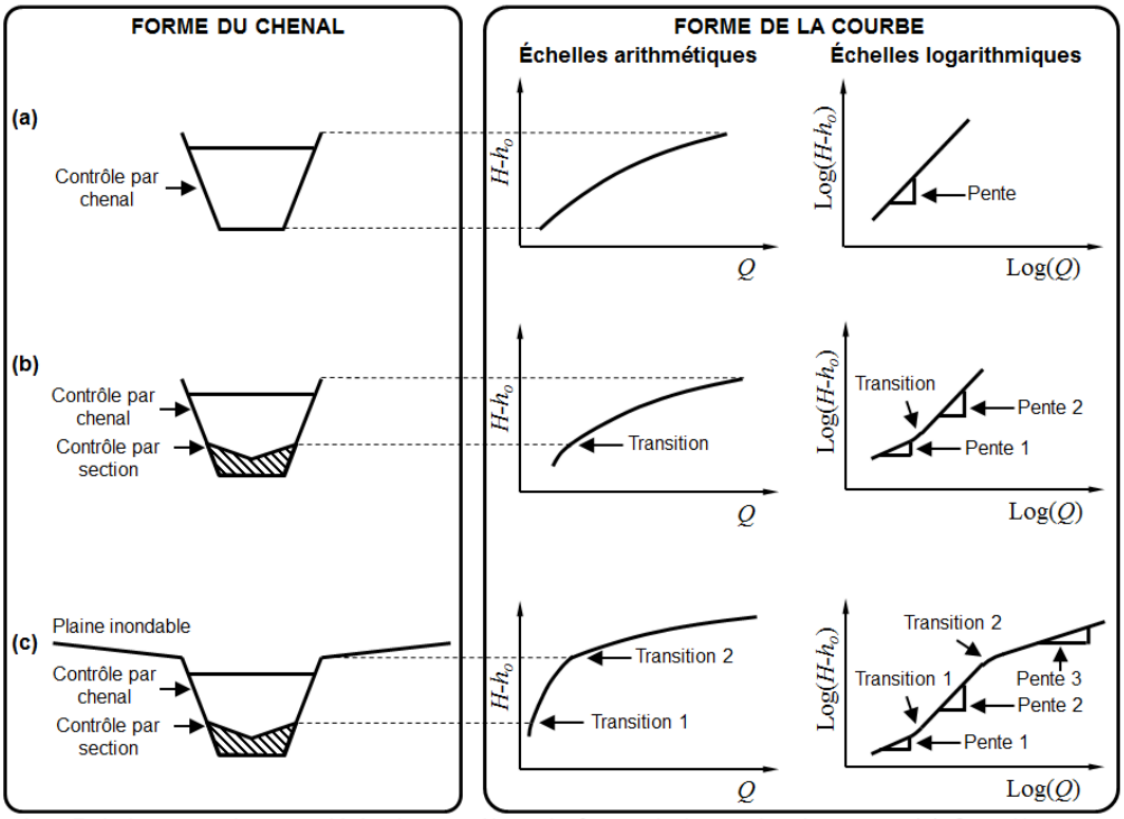
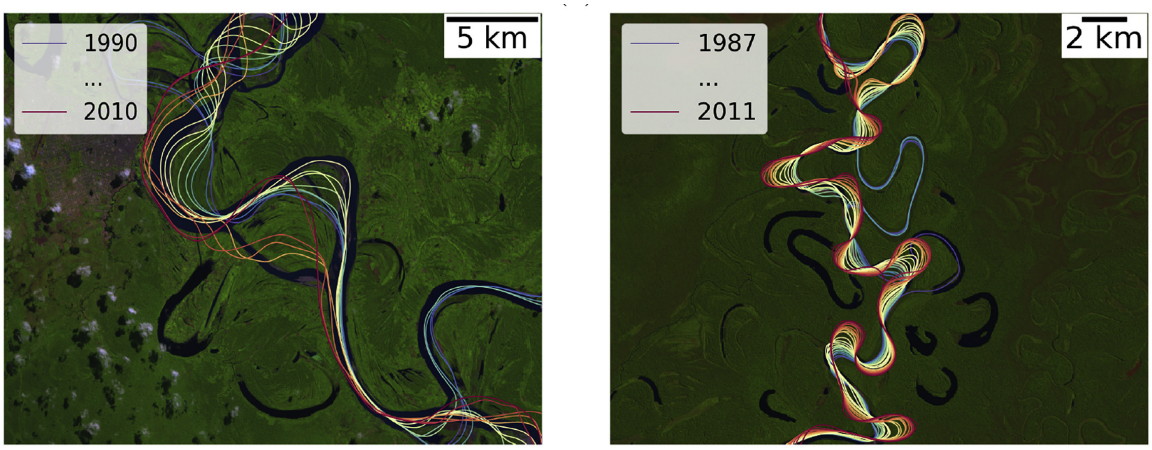


FIGURE 1.24 – Relation entre les propriétés du contrôle du bief et la forme de la courbe de tarage. (a) Cas d'un bief trapézoïdal sans plaine d'inondation : la courbe de tarage est formée d'un seul segment pour toutes les hauteurs d'eau. (b) Contrôle par section et bief trapézoïdal : la courbe change lorsque le niveau d'eau dépasse la hauteur de la section de contrôle. (c) Contrôle par section et cas d'un bief avec une plaine inondable : la courbe est constituée de trois segments et de deux transitions. D'après le Manuel d'hydrométrie – calculs des données de la division des relevés hydrologiques du Canada ; adapté de (WMO, 2010).

Par ailleurs, le lit de la rivière est une unité morphodynamique dont la forme mais aussi le tracé sont soumis à des modifications dues aux aléas des débordements, c'est notamment le cas des rivières naturelles. Les grandes rivières naturelles alternent entre des systèmes de méandres et d'anabranches, avec une connexion plus ou moins prononcée à la plaine alluviale (Latrubesse et al., 2009; Lewin and Ashworth, 2014), mais tendent ultimement vers un style anabranche stable au sein de la plaine alluviale vers l'exutoire (Jansen and Nanson, 2004; Latrubesse, 2008; Ashworth and Lewin, 2012; Lewin and Ashworth, 2014; Carling et al., 2018). Dans ce dernier cas, bien que les différentes tresses soient susceptibles de bouger, celles-ci sont vouées à être contenues dans un lit nominal qui peut s'étendre du lit moyen au lit majeur (Federici and Paola, 2003; Nelson et al., 2013).

Les rivières du bassin versant de l'Amazone possèdent les taux de migration les plus importants (Latrubesse and Franzinelli, 2002; Peixoto et al., 2009; Rozo et al., 2012; Frias et al., 2015), pouvant varier entre 60 et 400 mètres par an (Kalliola et al., 1992). L'utilisation d'images Landsat permet alors de caractériser la vitesse de migration du cours d'eau dans ces zones (Fig. 1.25) et permet également de se rendre compte des dynamiques sédimentaires de la rivière et de sa plaine.



(b) (c)

FIGURE 1.25 – Extraction multitemporelle du cours d'eau à partir d'images Landsat pour (b) l'Ucayali au niveau de la localité de Pucallpa et (c) du Beni, avec de nombreuses bifurcation des rivières entre 1990 et 2010. D'après (Monegaglia et al., 2018).

En effet, la Figure 1.26 expose la dynamique des méandres de la rivière Ucayali entre 1984 et 2019 (Walcker et al., 2021). Sur cette succession d'images, on peut voir la création de nouveaux méandres, alors que d'autres se voient peu à peu déconnectés de la rivière. Lors de la création d'un méandre, la rivière vient éroder la rive concave, là où la vitesse et l'énergie sont les plus importantes et vient en parallèle déposer des sédiments sur la rive convexe. Au fil du temps, des annexes hydrologiques sont créées à l'intérieur du méandre lors des crues débordantes. *In fine*, la pression de l'eau et sa vitesse augmente progressivement dans cette partie jusqu'à ce que la rivière finisse par emprunter ce chemin définitivement. L'ancien cours d'eau est colmaté faisant apparaître alors un paléo-méandre (Mertes et al., 1996).

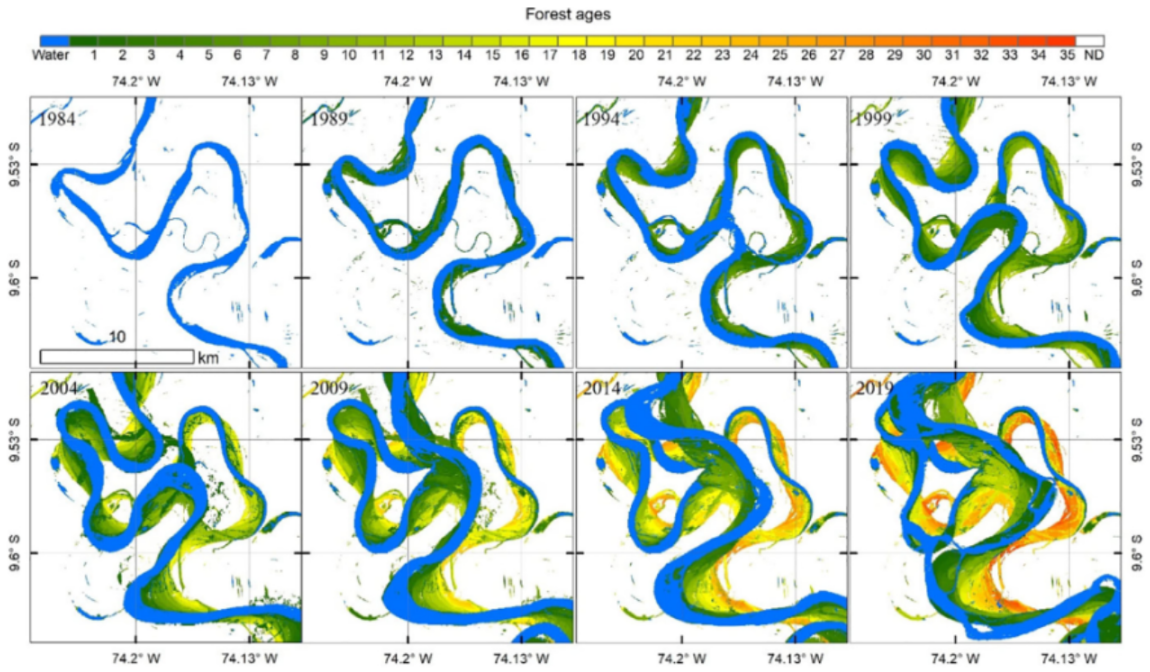


FIGURE 1.26 – Dynamiques des méandres de la rivière Ucayali et de sa plaine d'inondation, caractérisée par une forêt alluviale, selon un échantillonnage tous les cinq ans entre 1984 et 2019 à proximité de Sampaya (Pérou) Les cartes annuelles sont obtenues d'après la base de données de Pekel et al. (2016). D'après Walcker et al. (2021).

.

1.5 État de l'art relatif à la mesure altimétrique en milieu fluvial.

1.5.1 De l'océan vers les terres émergées.

L'altimétrie spatiale a débuté à la fin des années 1970 avec le lancement du satellite Seasat par le JPL (Jet Propulsion Laboratory, NASA). L'objectif premier de la mission était de valider, grâce à plusieurs types de capteurs, l'utilisation de la mesure satellitaire sur océan afin d'y surveiller les phénomènes majeurs mais également de collecter un ensemble de paramètres plus spécifiques tels que les vents de surface, la température à la surface des océans, la hauteur des vagues, l'humidité atmosphérique, la banquise et notamment la topographie de l'océan avec le radar altimètre. Tombé en panne au bout de trois mois, il a toutefois largement démontré la pertinence de la mesure altimétrique par satellite et a ouvert la voie à de nombreuses futures missions.

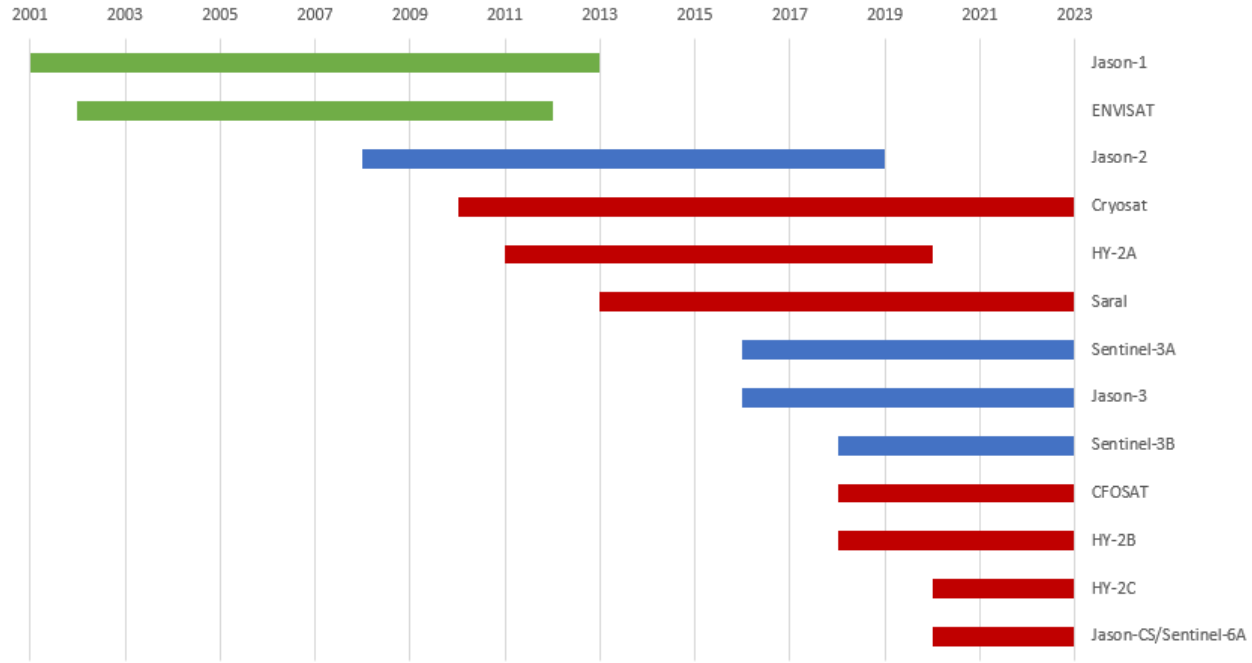


FIGURE 1.27 – Ensemble des satellites à composante altimétrique qui ont été lancés depuis les années 2000. Ceux libellés en vert font références à des missions historiques arrêtées, ceux en bleu aux satellites utilisés pour cette études (car concomitants avec les période de modélisation) et ceux en rouge, les missions toujours en activité.

Bien qu'historiquement développée pour étudier la géodésie (Wunsch and Gaposchkin, 1980), l'effort des missions altimétriques se tourne vers l'océanographie et la circulation à grande échelle. La fin des années 80 amorce la mesure altimétrique en milieu océanique notamment avec Geosat fournissant des premiers résultats réellement exploitables. Cependant, le lancement de la mission Topex/Poséidon en 1992 , née d'une association entre le CNES et la NASA, sonne vraisemblablement le début de l'âge d'or de l'observation globale des océans (Fu and Cazenave, 2000b). En effet, le détail des informations transmises, plus détaillées que cent ans d'observations in situ, a fortement façonné le succès de cette mission. Plus tard, les mesures altimétriques montreront un potentiel non négligeable pour l'observation continentale avec le suivi de hauteurs d'eau dans les lacs et les rivières (Birkett, 1995; Ponchaut and Cazenave, 1998; Mercier et al., 2002).

Depuis les années 2000, de nombreuses missions à composante altimétriques ont décollé (Figure 1.27). Parmi elles, on peut citer par exemple la famille Jason, qui historiquement suit la trace théorique Topex/Poséidon (Fu et al., 2003; Ablain et al., 2010), ENVISAT, Saral/AltiKa, le tandem Sentinel-3A/B ainsi que Jason-CS/Sentinel-6A lancé récemment qui succède à Jason-3.

1.5.2 Principe de l'altimétrie satellitaire radar nadir.

La technique radar (RAdio Detection And Ranging) utilise les ondes électromagnétiques afin de détecter la présence et la position d'objets à distance. Développée lors de la seconde guerre mondiale, son application permettait de détecter la présence d'avions et de navires. Son principe repose sur l'émission d'une onde électromagnétique dans une direction, produite par un oscillateur radio, et la mesure de l'intervalle de temps qui sépare l'émission de la réception. Notons que dans la grande majorité des cas, émetteur et récepteur sont confondus ; on parle alors de système radar monostatique. Les radars altimètres sont des instruments qui pointent au nadir du satellite et qui mesurent donc la distance le séparant de la surface terrestre. Dans le cas des systèmes radar actifs, c'est à dire que le satellite émet sa propre onde, la temps de trajet de l'onde réfléchie qui est mesurée permet d'estimer la distance. En effet, l'onde se propage à la vitesse de la lumière ; ainsi la distance peut être déduite de temps de trajet aller-retour. La puissance reçue dépend à la fois des caractéristiques intrinsèques de

l'instrument (antenne, circuit, etc) et des paramètres environnementaux du milieu (type de cible, milieu traversé, etc). L'équation du radar, proposée par Ulaby et al. (1982) est définie comme :

$$P_r = P_t \frac{G_t G_r \lambda^2}{(4\pi)^3 R_t^2 R_r^2} \sigma_0 \tag{1.14}$$

où : P_r est la puissance reçue (Watt), P_t est la puissance transmise (Watt), G_t est le gain de l'antenne émettrice (dB), G_r est le gain de l'antenne réceptrice (dB), λ est la longueur de l'onde électromagnétique (m), R_t est la distance de la cible à l'émetteur radar (m), R_r est la distance de la cible au récepteur radar (m), σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion de la cible ($m^2.m^{-2}$).

Il apparaît dans l'équation 1.14 que le paramètre qui contrôle la transmission de puissance depuis la cible est le coefficient de rétrodiffusion σ_0. En outre, ce dernier permet de caractériser les propriétés de la surface dans sa manière à réfléchir l'onde radar reçue. Notons qu'à l'origine, les radars altimètres ont été utilisés et conçus pour l'observation de la surface des océans, très homogène tant en topographie qu'en rétrodiffusion à l'échelle de la tache au sol de l'instrument. Les formalismes de la mesure altimétriques décrits dans la suite du manuscrit sont donc exposés pour une utilisation normale. Les spécificités liées à l'utilisation en milieu fluvial et plus particulièrement sur les zones alluviales seront décrites dans une autre partie. La figure 1.28 décrit les grandeurs utilisées afin de déterminer la hauteur h de l'objet visé. Cette hauteur de surface réfléchissante est systématiquement relative à une surface mathématique de référence. Dans le cas présent, elle représente une approximation ellipsoïdale d'une équipotentialité du champ de pesanteur terrestre et est définie comme la topographie des océans s'ils n'étaient soumis à aucune perturbation : le géoïde. L'altitude du satellite H est donnée par rapport à l'ellipsoïde de référence. Cette hauteur est connue avec une grande précision via la combinaison de mesures GPS, laser ainsi que le système DORIS. Ainsi, la détermination de la hauteur de la mer notée SSH (Sea Surface Height) se fait à partir de l'ellipsoïde de référence. Cependant, la mesure instantanée du niveau des océans dépend à la fois d'une topographie permanente h_g, qui renvoie aux variations du géoïde, et d'une topographie dynamique qui traduit l'élévation locale du niveau de la mer. Par ailleurs, avant de se réfléchir sur la cible observée, l'onde électromagnétique traverse l'atmosphère qui est assimilable à un milieu dispersif. Il est donc nécessaire de venir corriger le temps de propagation du signal

radar afin d'atteindre une précision centimétrique. L'estimation de la SSH est alors définie comme (Chelton et al., 2001) :

$$SSH = H - \sum Correc + \epsilon \tag{1.15}$$

où ϵ correspond à des corrections dues à des erreurs aléatoires et systématiques.

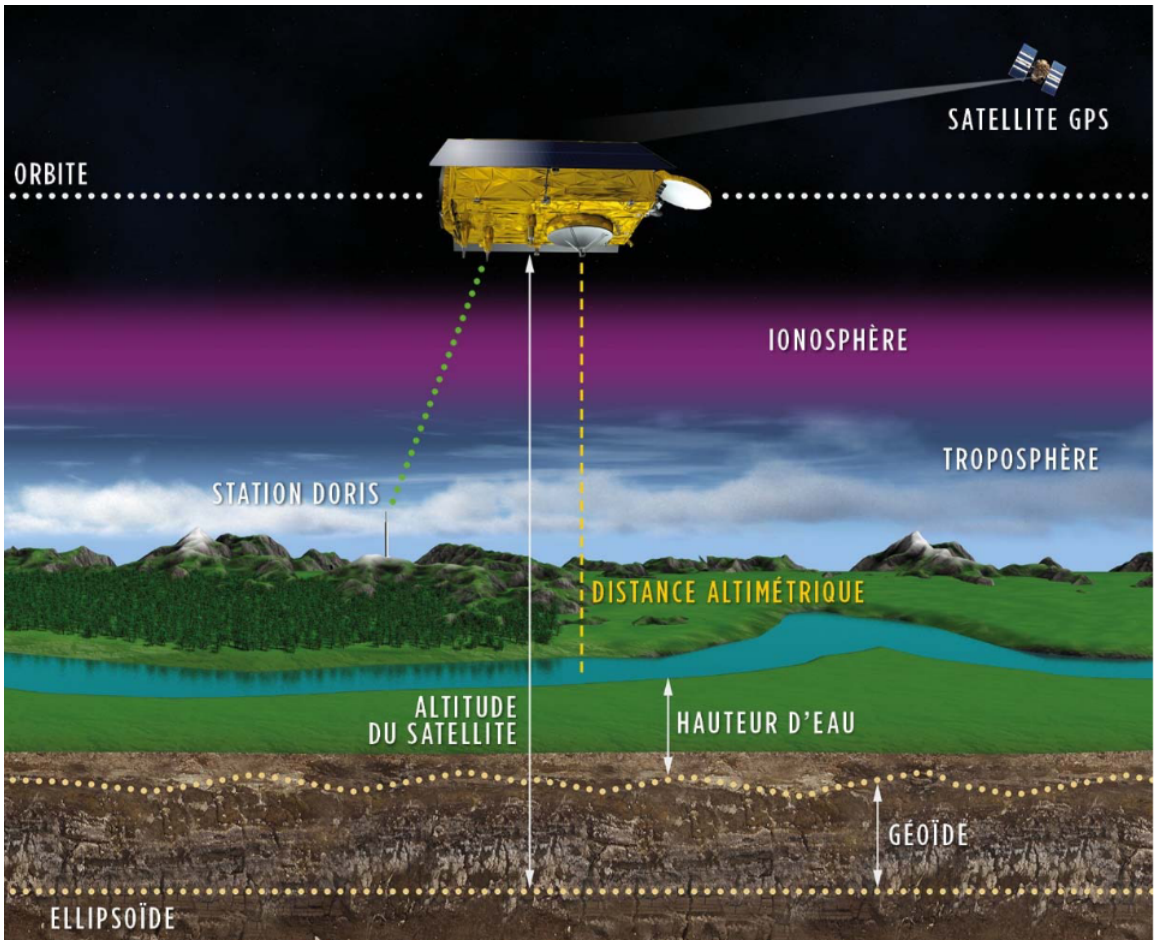


FIGURE 1.28 – Principe de fonctionnement du radar altimètre en milieu continentale. À noter que le fonctionnement est sensiblement identique à celui en milieu océanique (source - document Aviso+).

1.5.3 Les corrections appliquées aux mesures altimétriques.

L'équation 1.15 fait apparaître un terme lié à la correction d'erreurs. En effet, lors de son trajet aller-retour plusieurs phénomènes viennent perturber la propagation de l'onde électromagnétique. Ceux-ci sont liés à la fois à la double traversée de l'atmosphère, gazeuse et électronique, et à des effets géophysiques.

1.5.3.1 La correction ionosphérique.

Mise en évidence avec les premières expérimentations de transmissions radio intercontinentales, l'ionosphère se situe entre 60 et 1000 km. Constituant la couche supérieure de l'atmosphère, elle est très fortement soumise aux influences extérieurs *i.e* le rayonnement solaire. Ce dernier perturbe les conditions d'équilibre des gaz, brise les liaisons covalentes ou vient leur arracher des électrons ce qui provoque leur ionisation. Ces électrons libres diminuent la vitesse de propagation de l'onde émise et ceci de façon proportionnelle à leur quantité et inversement proportionnelle au carré de la fréquence de l'onde. Ainsi, l'erreur induite est d'autant plus importante en bande Ku (12-18 GHz) et peut augmenter le range de 20 cm qu'en bande Ka (26.5-40 GHz) inférieure au centimètre. Toutefois, la densité d'électrons libres de l'ionosphère est dynamique à la fois dans le temps et dans l'espace. Celle-ci est plus importante au niveau de l'équateur magnétique, mais comme l'ionisation est dépendante du rayonnement solaire, elle est de fait moins importante la nuit et pendant les périodes de faible activité du soleil. Cette erreur étant dépendante de la longueur d'onde employée, l'utilisation d'un altimètre bi-fréquence permet de pallier ce problème en domaine océanique, où les conditions de mesure sont optimales. En effet, il s'agit ici de mesurer l'écart de réception entre deux signaux émis simultanément à des fréquences différentes. C'est le cas pour les altimètres pris en comptes dans cette étude qui utilisent un couplage entre la bande Ku et la bande C. Dans le cas des eaux continentales, ce sont les résultats du modèle GIM, basé sur des cartes de Total Electronic Content (TEC) qui sont utilisés.

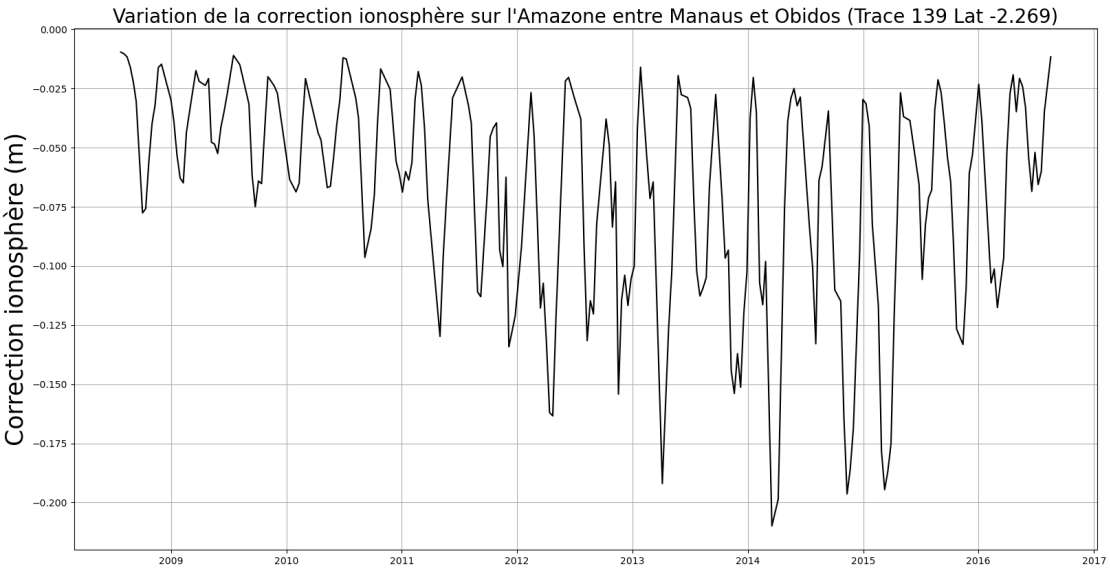


FIGURE 1.29 – Corrections ionosphériques appliquées au niveau du fleuve Amazone sur Jason-2.

1.5.3.2 La correction troposphère sèche.

Dans les basses couches de l'atmosphères (0-15 km) les gaz tels que le diazote et le dioxygène modifient l'indice de réfraction du milieu ce qui ralentie la vitesse de l'onde émise par le satellite. Cet allongement de la mesure est fonction de la pression atmosphérique et par conséquent de l'altitude et latitude de la surface observée. Cependant, du fait que la pression atmosphérique ne peut pas directement être mesurée par le satellite, celle-ci est calculée à partir de sorties de modèle météorologique. Dans le cas de Jason-2 et Jason-3 la correction se fait à partir du modèle de l'ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forcast, Trenberth and Olson (1988)). À titre d'exemple, la correction de troposphère sèche est de 2,3 m au niveau des océans, et celle-ci diminue lorsque l'altitude de la cible étudiée augmente.

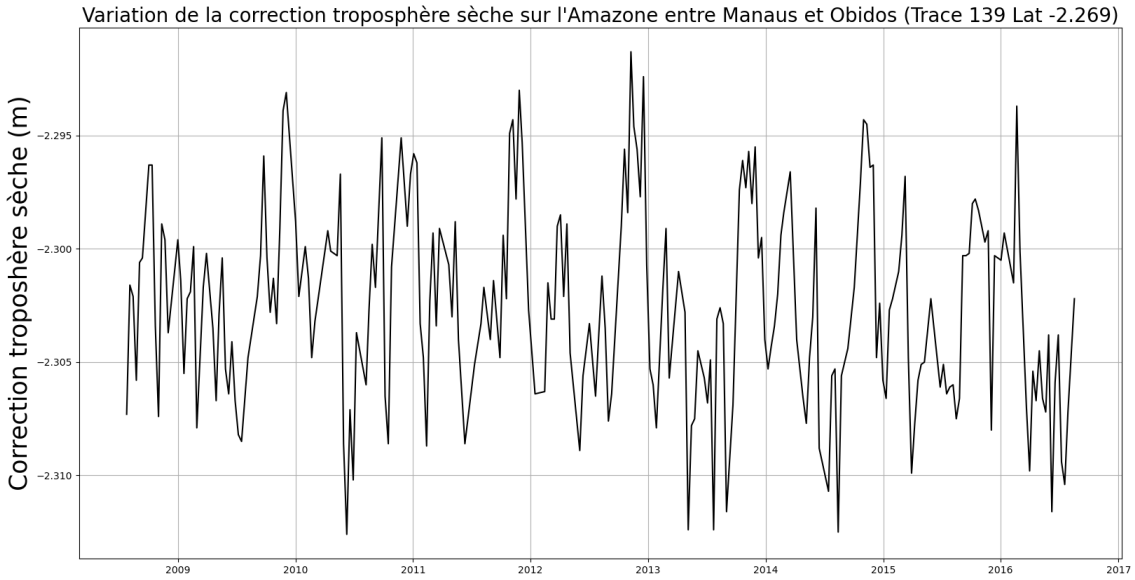


FIGURE 1.30 – Corrections de troposphère sèche appliquées au niveau du fleuve Amazone sur Jason-2.

1.5.3.3 La correction troposphère humide.

Que ce soit sous forme liquide ou gazeuse, la présence d'eau dans l'atmosphère provoque un ralentissement de l'onde radar et donc un allongement du range de l'altimètre. Celui-ci peut varier de quelques millimètres si la couche d'air traversée est froide et humide, jusqu'à 40 cm, voire 50 cm, dans le cas d'une couche d'air chaude et humide. Cette correction est alors d'autant plus importante au niveau de la zone tropicale. En effet, comme le montre la Figure 1.31, la variabilité du contenu en eau de l'atmosphère est particulièrement importante. En ce qui concerne Jason-2 et Jason-3, cette correction est estimée par le biais des mesures du radiomètre embarqué. Toutefois, au niveau des surfaces continentales, compte tenue de la taille de la tache au sol l'intégration de l'émission thermique des différentes surfaces observées tend à rendre le calcul de la correction inutilisable. Pour cette raison, nous avons choisi dans cette étude de déterminer la correction de troposphère humide grâce aux sorties du modèle ECMWF.

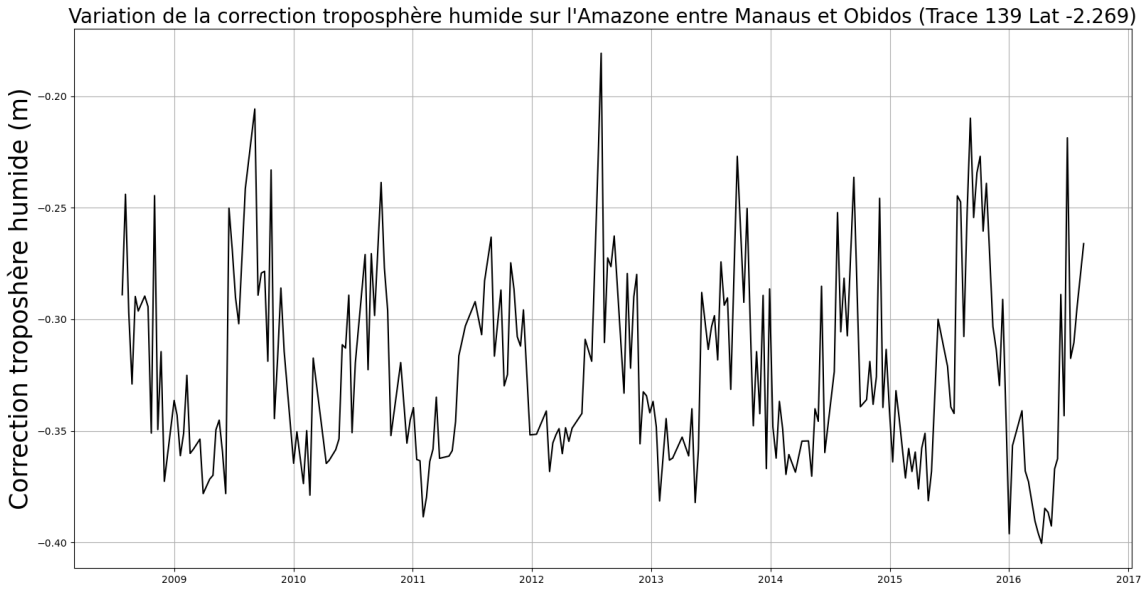


FIGURE 1.31 – Corrections de troposphère humide appliquées au niveau du fleuve Amazone sur Jason-2.

1.5.3.4 La marée solide.

La marée solide, ou marée terrestre est une déformation de la Terre induite par les forces de marrée de la Lune et du Soleil. Celle-ci provoque une oscillation verticale de la croûte terrestre de l'ordre de 50 cm. Ce mouvement est modélisé avec grande précision, inférieure au centimètre, ce qui permet de corriger cet effet de la mesure effectuée par l'altimètre (Cartwright and Tayler, 1971; Cartwright and Edden, 1973).

1.5.3.5 La marée polaire.

La marée polaire est liée aux variations de force centrifuge. Ces dernières induisent la forme ellipsoïdale de la Terre ; c'est à dire aplatie au niveau des pôles. En moyenne, l'axe de rotation de la Terre coïncide avec l'axe vertical de l'ellipsoïde de référence. Or, cet axe de rotation n'est pas fixe dans le temps ce qui se traduit par un déplacement vertical de la surface de la Terre d'environ 2 cm par rapport à l'ellipsoïde de référence. Cet effet, qui peut durer plusieurs mois, est corrigé par le modèle développé par Wahr (1985).

1.5.3.6 Le biais d'état de mer et la correction de baromètre inverse.

Ces corrections demeurent mentionnées ici, même si elles ne sont pas utilisées dans le cadre d'observations continentales, car elles constituent malgré tout une correction non négligeable en milieu océanique. La forme des vagues n'est pas uniforme le long de la surface réfléchissante. Si les creux ont tendance à concentrer l'écho radar, les crêtes vont le disperser. Ainsi, la hauteur de la surface moyenne mesurée par l'altimètre est sous-estimée par rapport à la hauteur moyenne du niveau de la mer. L'ordre de grandeur de cette correction du biais d'état de mer varie de 2 à 5 cm en fonction de l'agitation du milieu. Le baromètre inversé est un effet qui correspond à la déformation provoquée par le poids de la colonne d'air. Il se traduit par l'enfoncement ou l'élévation du niveau de la mer au gré des changements de la pression atmosphérique entrainés par les anticyclones et les dépressions.

1.5.4 Principe de la mesure altimétrique.

1.5.4.1 Choix de la fréquence utilisée.

Le choix de la bande de fréquence employée par l'altimètre radar est un des paramètres centraux de son utilisation, particulièrement en milieu continental. En effet, chaque signal présente des avantages et des inconvénients qu'il est nécessaire de prendre en compte ; comme par exemple une sensibilité plus ou moins importante à la couverture nuageuse. De manière générale, les altimètres combinent deux bandes de fréquences différentes ce qui permet dans un premier temps de s'affranchir de perturbations parasites et dans un deuxième temps d'obtenir des informations annexes.

On retrouvera largement en altimétrie conventionnelle les bandes S, C, Ku et Ka, alors que les altimètres SAR s'orientent vers l'utilisation des bandes C. Enfin, il est intéressant de noter que la sélection de la fréquence est tributaire de la "place disponible" dans le spectre électromagnétique. En outre, plusieurs bandes de fréquences sont utilisées et réservées pour les télécommunications ou pour un usage militaire.

— La bande de fréquences la plus utilisée habituellement est la bande Ku, définie par les micro-ondes entre 12 et 18 GHz. Elle constitue un bon compromis entre les capacités techniques et la sensibilité aux perturbations du contenu en électrons de l'atmosphère.

— Les bandes C (4-8 GHz) et S (2-4 GHz) sont communément utilisées en combinaison de la bande Ku. Celles-ci étant plus sensibles aux perturbations de l'ionosphère, elles permettent ainsi de corriger le retard de trajet de l'onde Ku. Cependant, la bande C est moins sensible au contenu en eau de l'atmosphère.

— La bande Ka comprise entre 26.5 et 40 GHz permet une bande passante plus large ce qui offre en l'occurrence une plus grande résolution verticale (0.3 m) que la plupart des autres altimètres. Par ailleurs, la fréquence de répétition plus importante des impulsions radar implique une meilleure décorrélation temporelle des échos sur mer en bande Ka (plus rapide) qu'en bande Ku, ce qui conduit à un meilleur échantillonnage le long de la trace du satellite. Un des avantages les plus importants de cette fréquence est sa faible perturbation face aux interférences de l'ionosphère, qui est généralement considérée négligeable. Ceci pallie théoriquement le besoin d'un altimètre bi-fréquence. De plus, la faible longueur d'onde de la bande Ka donne une estimation plus précise de coefficient de rétrodiffusion sur des cibles hydrologiques faiblement agitées. Le défaut principal de cette fréquence demeure une forte sensibilité au contenu en vapeur d'eau de la troposphère ce qui aurait eu tendance à augmenter significativement la perte de données au niveau des zones tropicales. Toutefois, les résultats issus de la mission AltiKa ont montré qu'en pratique,la pluie n'a finalement que peu d'influence sur la qualité et la disponibilité des données (Verron et al., 2018).

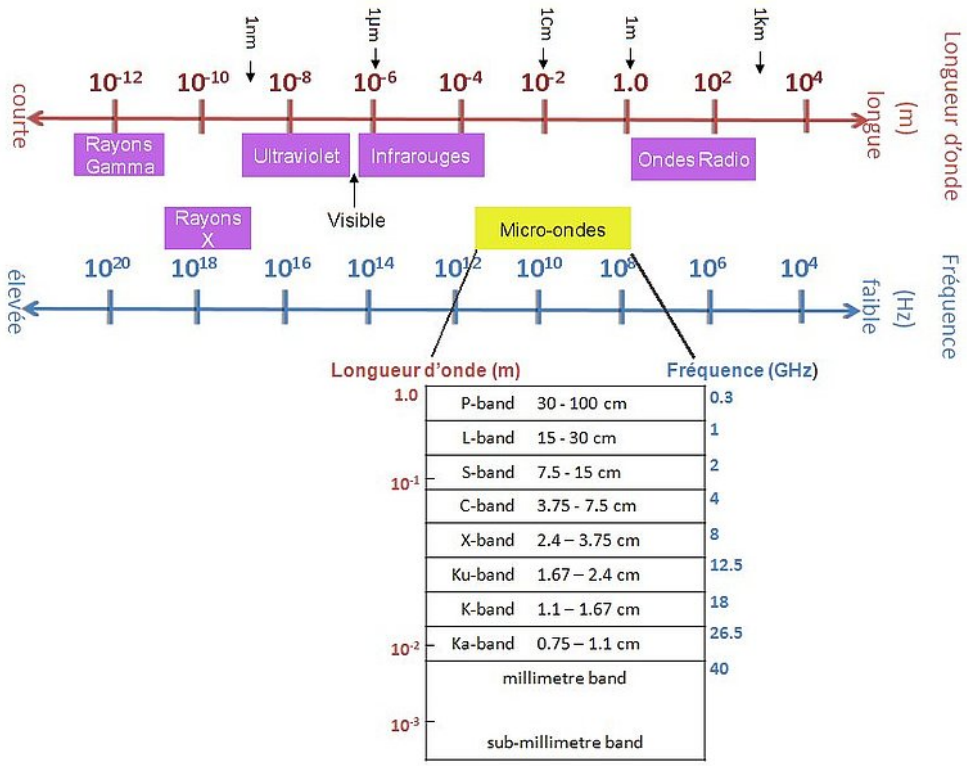


FIGURE 1.32 – Spécificités des bandes de fréquence couramment utilisées en altimétrie spatiale et spectre électromagnétique (source CLS).

1.5.4.2 Le principe de la mesure des altimètres "conventionnels".

Dans cette partie, les altimètres qualifiés de "conventionnels" sont ceux qui répondent au mode de fonctionnement Low Resolution Mode (LRM), soit qui fournissent des impulsions limitées. Ce mode de fonctionnement a été initialement développé afin d'observer des zones dont l'homogénéité est supérieure à l'empreinte de la tache au sol ; *i.e* les océans et les calottes polaires.

Comme illustré en Figure 1.33, un altimètre radar envoie de courtes impulsions micro-ondes, ou "pulse radar" vers la surface de la Terre au nadir, à une fréquence très élevée d'environ 1 kHz (soit plus de 1700 fois par seconde). Après réflexion du signal radar au niveau de la surface ciblée une partie retourne vers le satellite. La forme de l'onde reçue ainsi que le temps d'arrivée caractérise l'information recherchée. La durée de l'impulsion pour les altimètres Poséidon 3 et 3B, portés respectivement par Jason-2 et Jason-3, est de 3.125 ns, ce qui correspond à une largeur de bande de fréquence utilisée pour la compression en fréquences

des impulsions de 320 MHz. Cela permet alors d'assimiler un signal de 90 m d'épaisseur. La variation d'amplitude de la puissance de l'écho radar reçue au cours du temps peut être décomposée en trois étapes.

Dans un premier temps, après l'impulsion du signal et avant que l'écho soit réfléchi, l'amplitude observée par le satellite correspond au bruit thermique du capteur. En somme, aucun écho radar significatif n'est reçu alors par le satellite. Dans un second temps, l'amplitude de la puissance du signal reçu augmente dû au fait que l'onde radar atteint la surface cible réfléchissante ; on parle alors du front de montée. Le milieu du front de montée est considéré comme l'indicateur du temps de trajet aller-retour de l'écho radar. Il mesure ainsi la distance altimétrique R présente en Figure 1.28. La forme de la zone éclairée au sol est assimilable à un disque. La puissance de l'écho radar en retour est alors proportionnelle à l'aire de ce disque. Ce dernier s'élargit jusqu'à atteindre sa taille maximale sous forme de disque ("pulse limited footprint"). Enfin, la zone éclairée prendre la forme d'une couronne. Néanmoins, l'aire de l'intersection entre le "pulse limited footprint" et la surface de réflexion est conservée et se propage. Le diamètre de la couronne croît alors jusqu'à atteindre les limites du faisceau ("beam limited footprint"), alors que l'amplitude du signal radar reçu diminue. Dans le cas des altimètres considérés, le diamètre de l'empreinte au sol est de 30 km.

L'analyse de la forme d'onde ne permet pas uniquement de dégager la mesure de la distance entre le satellite et la surface ciblée comme caractéristique. En effet, l'amplitude de la puissance du signal reçu est proportionnelle au coefficient de rétrodiffusion σ_0. En outre, il est intéressant de noter que la pente du front de montée est un indicateur de l'état d'agitation de la surface ciblée. En effet, dans le cas d'une surface idéalement plane, l'écho radar est spéculaire et la pente de front de montée est *quasi* verticale (Fu and Cazenave, 2000a).

Or, en pratique, la surface de la zone étudiée n'est jamais parfaitement plate et l'onde radar atteint l'interface de façon non-homogène. Ceci provoque l'augmentation de l'amplitude de l'écho et donc une distorsion de la forme d'onde avec généralement une pente de front de montée plus faible. L'hétérogénéité de ces surfaces induit de multiples réflexions, comme indiqué sur la Figure 1.33, ainsi que du bruit de mesure. Il est alors nécessaire de moyenner des paquets de pulses afin d'augmenter le rapport signal à bruit (90 pour Jason). Toutefois, afin d'éviter une corrélation entre les différents échos, il est important de suffisamment espacer

les paquets de pulses radar (Mercier et al., 2002, 2008).

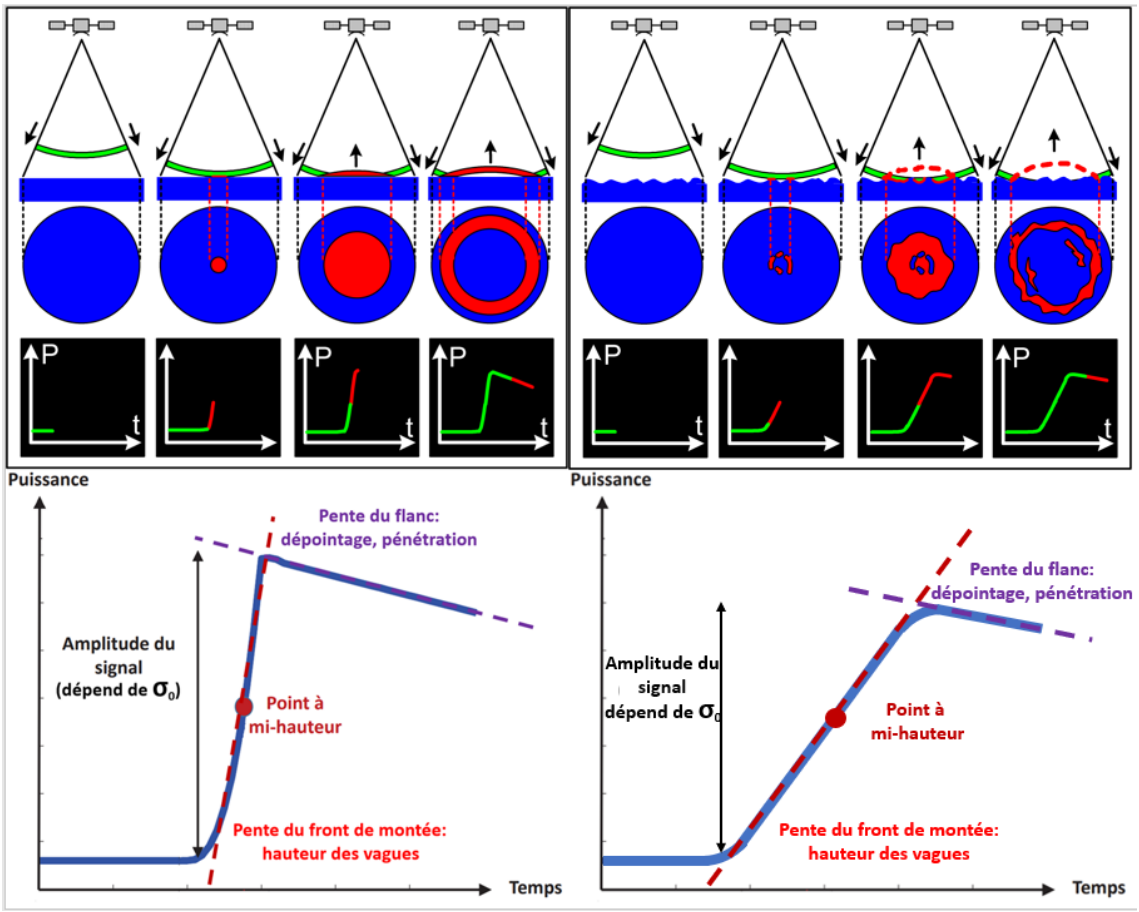


FIGURE 1.33 – (Gauche) Analyse de la formation de l'écho radar et de la forme d'onde associée dans le cas d'une surface plane idéale. (Droite) Influence de l'état de la surface réfléchissante sur la forme d'onde (source CNES).

Enfin, les formes d'ondes observées au niveau des surfaces continentales sont généralement beaucoup plus complexes du fait de la présence de plusieurs surfaces de nature et de retro-diffuion différentes, au niveau de la zone éclairée. Celles-ci seront traitées dans le chapitre suivant.

1.5.4.3 Le principe de la mesure des altimètres SAR.

Les nouvelles missions à composantes altimétriques qui ont été lancées depuis la dernière décennie embarquent généralement un radar altimètre SAR (Synthetic Aperture Radar - radar à synthèse d'ouverture). Cette technologie repose principalement sur l'effet Doppler [1] et offre une meilleure résolution le long de la trace au sol. Les altimètres SAR viennent combiner plusieurs échos successifs de la zone observée ce qui permet d'augmenter la résolution des empreintes au sol le long de la trace. Si les altimètres conventionnels émettent une impulsion dans un intervalle de 500 microsecondes, les altimètres SAR émettent des paquets d'impulsion dans un intervalle de 50 microsecondes. Lors du traitement du signal, la combinaison de la variation d'amplitude et de phase de l'information contenue dans la fréquence Doppler offre alors la possibilité d'obtenir des résolutions au sol de l'ordre de quelques centaines de mètres (Raney, 1998).

Il est intéressant ici de comparer le fonctionnement des altimètres SAR à celui des altimètres conventionnels afin de mieux appréhender leur subtilité. La Figure 1.34 présente cette comparaison dans le cas d'une surface idéalement plane où l'impulsion radar est émisse au nadir. Pour ce qui est de l'altimétrie conventionnelle, l'intégration du signal se fait sur l'ensemble de la tache éclairée de forme circulaire. Raney (1998) définit des cercles d'iso-distances qui correspondent à des points de réflexion pour lesquels la distance parcourue par l'onde radar est identique. En altimétrie SAR, l'effet Doppler introduit une nouvelle dimension au niveau de la trace au sol. En effet, de manière similaire aux cercles d'iso-distance, on peut définir des lignes iso-Doppler pour lesquels la réflexion de la fréquence est identique. L'intégration du signal se fait alors au niveau de l'intersection de bandes de même fréquence Doppler avec les cercles d'iso-distance. Ceci permet en outre d'augmenter la résolution azimutale des mesures altimétriques. De plus, en opposition aux altimètres conventionnels dont la résolution de la tache au sol est de l'ordre de plusieurs km (2 km minimum pour Jason-3 par mer calme), la résolution des altimètres SAR au sol est de l'ordre de 250-300 m. Cela ouvre alors la possibilité d'obtenir des échos radar cohérents sur des zones telles que l'océan côtier ou encore, les cibles hydrologiques continentales.

1. Il désigne le décalage de fréquence d'une onde (mécanique, acoustique, électromagnétique ou d'une autre nature) observé entre les mesures à l'émission et à la réception, lorsque la distance entre l'émetteur et le récepteur varie au cours du temps.

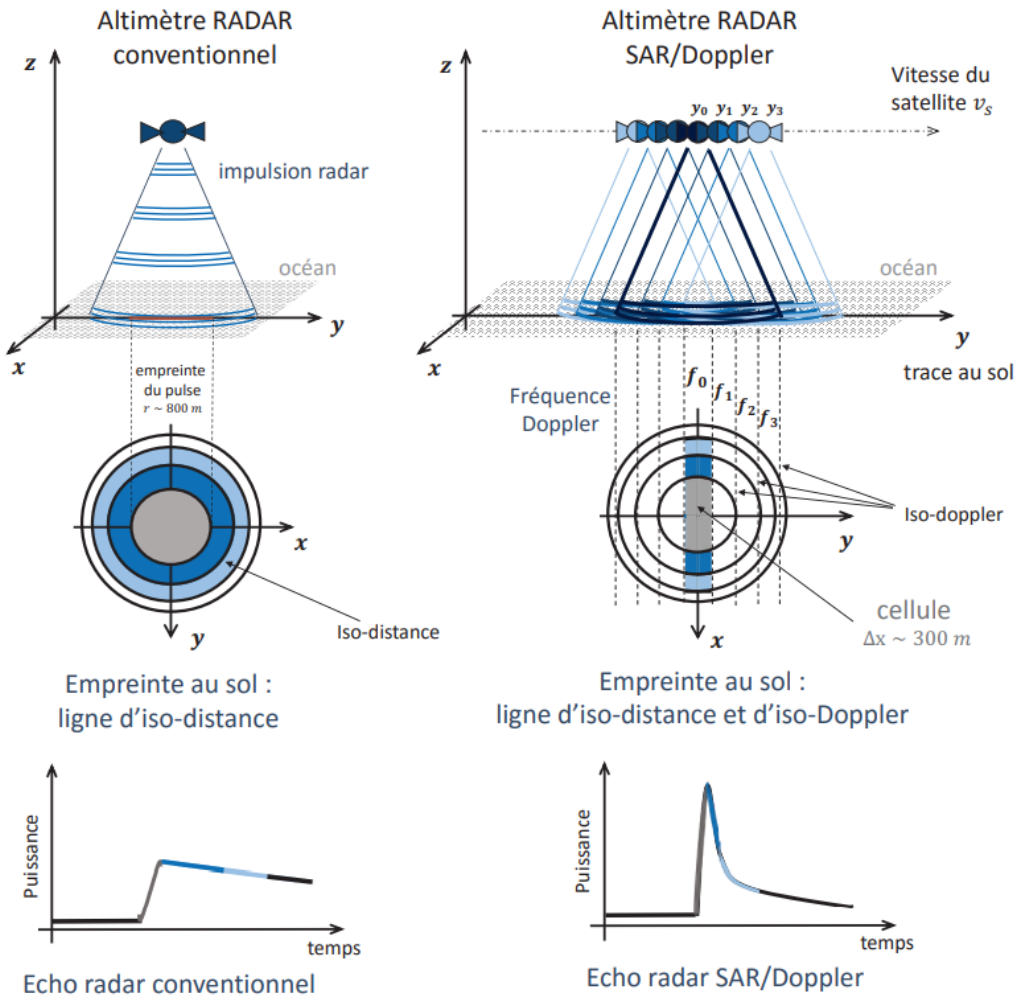


FIGURE 1.34 – Comparaison du fonctionnement de l'altimétrie conventionnelle et de l'altimétrie SAR (adapté de Raney (1998)).

1.5.4.4 Une nouvelle génération d'altimètres : altimétrie interféromètre SAR (cas de SWOT).

La mission spatiale SWOT (Surface Water and Ocean Topography), dont le lancement a été effectué en décembre 2022, est la première mission capable de réunir à la fois des objectifs de l'océanographie et de l'hydrologie. Ce satellite constitue une rupture majeure au niveau des techniques altimétriques via un altimètre interférométrique large fauchée. Toutefois, avant de plonger en détail dans le fonctionnement de SWOT, il est nécessaire d'introduire la notion d'imageur SAR.

Les imageurs SAR (comme Sentinel 1) viennent combiner plusieurs images qui sont acquises lors du déplacement du satellite. Chaque image ainsi formée contient alors des informations dont l'amplitude et la phase rétrodiffusées par la surface observée sont différentes. Cela permet en outre d'obtenir des images à haute résolution. En pratique, la résolution spatiale des pixels d'une image SAR est de l'ordre de la dizaine de mètres, alors que la longueur d'onde de l'imageur est de quelques centimètres. Ainsi, la phase observée n'est pas cohérente d'un pixel à l'autre et seule l'amplitude du signal rétrodiffusé est utilisable. Cependant, l'application de traitements interférométriques permet d'acquérir l'information de phase des images et il est alors possible de calculer l'altitude de la surface observée.

L'interférométrie SAR ou InSAR se base sur l'observation successive d'une même surface sur un intervalle de temps réduit ou bien l'acquisition d'images avec des positions décalées. En supposant que la surface reste inchangée entre les deux acquisitions, la différence de phase entre les deux images est alors proportionnelle à la distance parcourue par l'onde radar. La Figure 1.35 présente rapidement le principe de l'interférométrie SAR. Le couplage entre deux images différentes dans le temps permet alors d'obtenir une information sur la variation de la topographie. L'InSAR est d'autant plus utilisée pour le suivi des déformation de surface comme par exemple le suivi des surfaces en subsidence ou pour réaliser des modèles numériques de terrain (MNT).

Toutefois, l'interférométrie SAR est de plus en plus amenée à être utilisée dans les missions altimétriques classiques pour l'observation des océans et des milieux continentaux. Ainsi depuis 2010, la mission Cryosat embarque un altimètre-interféromètre nommé SIRAL. Il s'agit de la première charge utile de ce type embarquée dans le cadre d'une mission spatiale, faisant office de démonstrateur pour les futures missions. Le satellite Cryosat-2 a été lancé dans le but d'étudier les glaces continentales et de mer afin de mieux déterminer la relation entre fonte des glaces et réchauffement climatique.

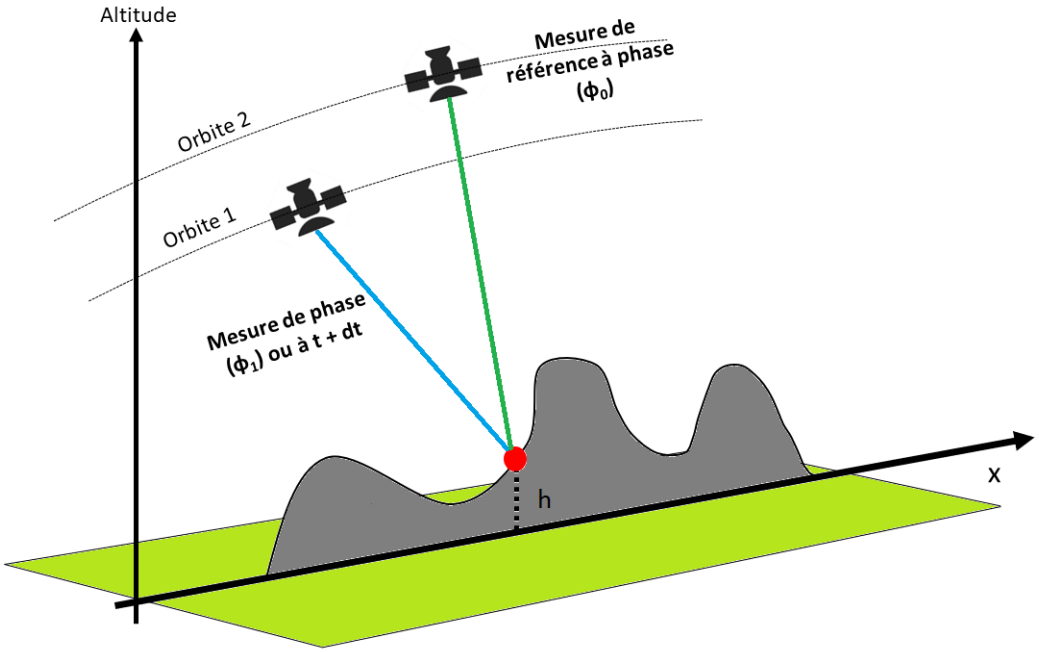


FIGURE 1.35 – Principe de fonctionnement de l'interférométrie SAR ou InSAR pour deux satellites. Dans le cas d'un seul satellite, le couplage se fait entre les données acquises à t et t + dt.

1.5.5 Le traitement des échos radar.

1.5.5.1 Le tracking.

La première analyse des échos radar est réalisée à bord. Il s'agit du tracking dont le but est de permettre à l'instrument d'être à l'écoute des échos radar au bon moment. En effet, la distance séparant le satellite de la surface réfléchissante change en permanence en raison, d'une part, de la variation de l'altitude du satellite sur son orbite (légèrement elliptique), et d'autre part, de la variabilité topographique. En conséquence, le délai entre les instants d'émission et de réception du signal varie lui aussi en permanence et ce tracking permet à l'altimètre d'ajuster de manière grossière les paramètres d'acquisition de l'instrument. Dans le cas des altimètres conventionnels Jason-2 et Jason-3 il s'agit en majeure partie de centrer le pic principal au niveau de la porte 40.

Un traitement plus sophistiqué est ensuite appliqué au sol par le biais d'algorithmes ; c'est le retracking. Une fois le signal récupéré par le satellite, un premier traitement lui est appliqué afin de l'ajuster au mieux à une modèle de forme d'onde théorique (Brown, 1977). Ce traitement permet entre autres d'extraire : le range du satellite, la pente du front de montée ainsi que le coefficient de rétrodiffusion σ_0. Ce premier traitement sommaire est réalisé à bord du satellite. La précision du retracking est un paramètre clef pour une estimation rigoureuse de la hauteur du plan d'eau. En effet, lors du positionnement du front de montée de l'écho radar, une erreur de l'ordre d'une porte temporelle induit une erreur de plusieurs dizaines de centimètres sur la hauteur estimée. Les algorithmes de retracking seront développés et discutés dans le chapitre suivant quant à leurs applications aux surfaces continentales.

Le décrochage de l'altimètre : dans des conditions de fonctionnement normales, le tracking permet de centrer de manière optimale la position et l'amplitude de l'enregistrement de l'écho radar. En d'autres termes, le tracking a pour objectif de centrer et de calibrer la puissance reçue prévue afin que l'écho radar occupe une place maximale dans la fenêtre. Cette anticipation du signal est particulièrement efficace dans le cas de surfaces homogènes. Toutefois, dans le cas des surfaces continentales, le milieu survolé par l'altimètre n'est pas uniforme et peut être soumis à des contraintes topographiques au niveau de la tâche au sol. Dans le cas d'une zone de piédmont où les reliefs alternent entre plaines et montagnes, le signal va dans un premier temps se réfléchir sur les terrains de plus hautes altitudes avant de se réfléchir sur les zones en contrebas. Ceci peut modifier de façon importante le caractère de la forme d'onde en rajoutant des pics, ce qui peut conduire au rejet de la mesure par l'algorithme de tracking. Par ailleurs, lors du passage brutal entre deux surfaces possédant de forts contrastes de rétrodiffusion ; comme par exemple entre une plaine et un lac, l'altimètre peut se retrouver dans une situation de saturation. Le gain est alors insuffisant et le signal est perdu.

Cependant, une fois que l'altimètre a décroché, des processus de réinitialisation de l'instrument s'amorcent de manière automatique afin de redémarrer une phase d'acquisition. Néanmoins, cette phase d'adaptation aux nouvelles conditions de mesures n'est pas instantanée et peut s'étendre sur quelques secondes. Pendant cet intervalle, le satellite a pourtant parcouru quelques kilomètres ce qui induit une absence relativement fréquente de mesures sur de pe-

tites cibles hydrologiques. Nonobstant, il est intéressant de noter que dans le cas où les reliefs survolés sont plats, l'altimètre survole la cible en étant déjà accroché au plan d'eau ce qui réduit considérablement les pertes de mesures. En outre, le bassin Amazonien, fortement plat, constitue une zone particulièrement favorable à la mesure altimétrique fluviale et riparienne.

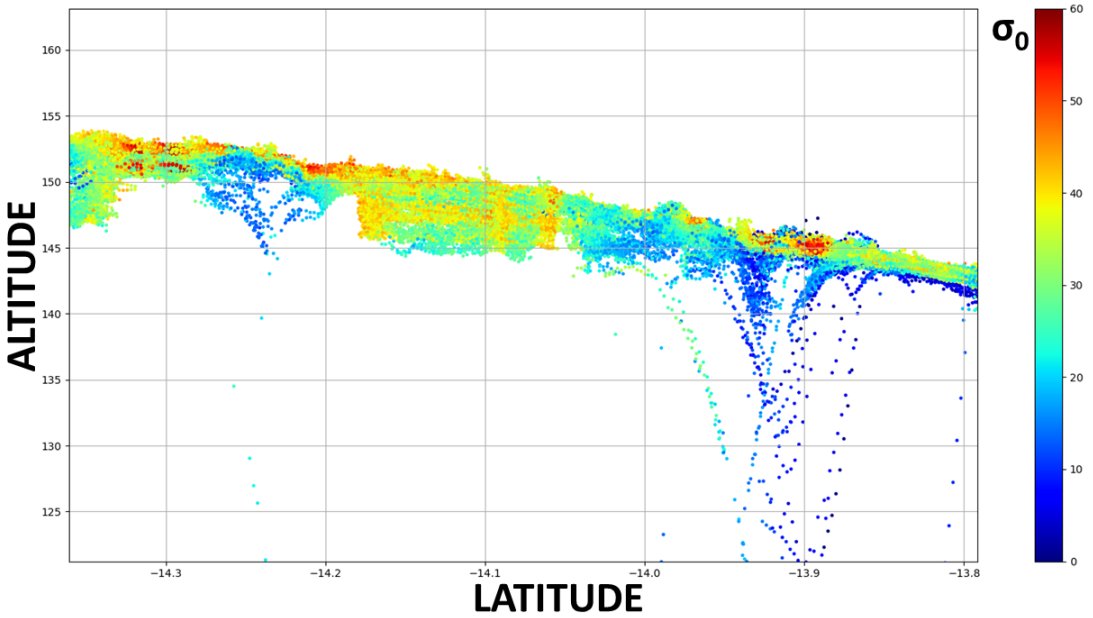


FIGURE 1.36 – Accrochage par Jason-2. Chaque point représente une hauteur mesurée par le satellite dont le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de retrodiffucion. Les formes d'accrochage sont visibles en tant qu'arcs plongeants.

Cas où l'altimètre reste accroché : ce cas de figure se présente lorsque l'altimètre, après avoir survolé une cible hydrologique continue de mesurer la hauteur de la surface réfléchissante malgré le fait que cette dernière n'est plus située à son nadir. Ce phénomène se produit en générale lorsque l'écho radar réfléchi par la cible hydrologique, encore éclairée par le satellite, demeure encore plus puissant que l'onde réfléchie par les zones émergées au nadir. Alors la puissance reçue de la surface en eau domine la forme d'onde même si celle-ci peut se situer à plusieurs kilomètres ; à la périphérie de l'empreinte au sol. Toutefois, le calcul du range reste le même et correspond à la distance entre la cible et le satellite. Le range augmente ainsi peu à peu que le satellite s'éloigne. Il apparaît alors sur les profils radars l'illusion que la surface observée plonge, comme exposé sur la Figure. 1.36. L'erreur de la mesure liée à ce phénomène est relativement importante, de quelques dizaines à plusieurs centaines. Finalement, la connaissance précise des plans d'eau et une attention particulière portée aux

coefficients de rétrodiffusion pallie aisément ce problème. Ainsi, depuis les missions AltiKa et Jason-2, l'altimètre embarque un "MNT bord" qui permet alors une meilleure focalisation sur les cibles hydrologiques d'intérêt. Néanmoins, ceci est fortement contraint par la capacité de stockage et la mémoire qui y est dédiée et on observera au cours des nouvelles missions, des mises à jours et un progrès sur la gestion du processus apportant une plus grande précision.

1.5.5.2 Les algorithmes de retracking.

Les conditions d'acquisition de la mesure altimétrique sur des surfaces hétérogènes, sur océans ou en milieu continental, complexifie le signal, et donc la forme de l'écho radar reçu. Afin d'optimiser la capacité d'extraction des informations contenues dans l'onde et d'améliorer l'estimation de l'élévation de la surface observée, il est d'autant plus nécessaire de retraiter les signaux renvoyés par ces zones. Il s'agit du retracking. Ce dernier fait intervenir des algorithmes plus ou moins spécifiques du type de la forme d'onde. Leur but est alors de positionner avec précision la porte du front de montée. Il est particulièrement intéressant à ce stade de souligner que le décalage d'une seule porte temporelle entraîne une erreur d'estimation de la hauteur de plusieurs dizaines de centimètres.

Les algorithmes de retracking ont été développés afin de traiter les échos provenant de tous types de surfaces. Si dans le cas des océans, ceux-ci sont basés sur des modèles théoriques (Brown, 1977), ceux employés pour les surfaces continentales sont empiriques. En plein océan, les conditions de mesures sont optimales : les échos radars sont globalement très similaires d'où qu'ils viennent et leur forme réelle, très proche de l'attendu théorique, est aisément modélisable (Brown, 1977). Cet ajustement au modèle permet d'en extraire de manière très précise les principales grandeurs physiques recherchées : le range, la hauteur des vagues, la vitesse du vent. Historiquement d'autres types d'échos ont également été investigués ; c'est notamment le cas de ceux réfléchis par les calottes polaires et par la glace de mer. Ces derniers ont souvent une forme plus ou moins spéculaire. Pour ces échos où le front de montée est très pentu et l'énergie concentrée sur quelques échantillons, ce sont des algorithmes basés sur le principe de la recherche du centre de gravité de l'écho qui se sont imposés. C'est notamment le cas de l'algorithme "Ice-1" (Wingham et al., 1986), utilisé ici en surfaces continentales pour les altimètres Jason-2 et Jason-3. Sur les cibles continentale de taille limitée et de faible agitation

de surface (rivières, zones inondées, lacs de taille modeste), les échos reçus par l'altimètre sont également souvent de forme plutôt spéculaire. Par extension, et en l'absence, au moins pour l'instant, de retracking véritablement robuste dédié à l'hydrologie continentale, c'est donc, parmi les retrackings fournis dans les produits altimétriques diffusés par les agences spatiales qu'il est nécessaire de s'orienter. Ce retracker est basé sur la méthode du décalage du centre de gravité (Offset Center of Gravity - OCOG (Wingham et al., 1986)), qui fut pour la première fois utilisé pour le traitement des données des calottes polaires lors des missions ERS-1 et ERS-2. L'algorithme calcule le centre de gravité, l'amplitude ainsi que la largeur d'un rectangle qui maximise les échantillons de la forme d'onde. Cela implique donc que le retracker est peu sensible aux "speckles" et aux variations des formes d'onde. Ainsi, on retrouvera que l'algorithme de retracking Ice-1 est largement utilisé dans le traitement des échos radar que ce soit sur la cryosphère ou sur les eaux continentales.

Notons cependant que dans le cas des surfaces continentales, et plus encore dans le cas de l'étude des zones ripariennes, le positionnement du front de montée n'est pas trivial, de part la complexité des échos radars. En effet, la situation présentée au niveau de la Figure 1.37 est un bon cas d'école afin de saisir toute la subtilité et la difficulté du retracking fluvial. Cette figure présente l'allure d'une forme d'onde du satellite Jason-2 au niveau de la trace 63 en amazonie bolivienne sur un des affluent du Guaporé. Ici, la tâche au sol éclairée par l'altimètre est représentée par un cercle transparent rouge d'un diamètre d'environ 2 km, qui correspond à la zone contribuant activement au début du pic d'énergie. Le signal reçu est composé majoritairement de trois pics, notés A, B et C sur la figure. Notons dans un premier temps la différence fulgurante entre cette forme d'onde et un écho océanique. Parallèlement, trois cours d'eau sont présents sur le fond de carte ; inclus ou à proximité de la tache au sol. Toutefois, il est important de constater que la taille de la zone éclairée par l'altimètre est loin d'un cercle parfait et est bien souvent plus large que la représentation théorique. Ainsi, bien que deux de ces rivières soient en dehors de la tache au sol, il n'est pas absurde d'envisager que celles-ci renvoient tout de même un signal significatif vers le satellite. Dans ce cas, les trois pics présents sur l'écho radar correspondent à trois cibles hydrologiques qui renvoient très probablement à ces trois rivières. Cependant, l'état actuel du traitement de la mesure altimétrique conventionnelle ou SAR, ne permet en aucun cas d'assigner de façon certaine un pic à une cible hydrologique. Alors, tandis que le retracking vient positionner le milieu du

front de montée sur l'écho radar, il n'est pas possible d'associer un range à une cible spécifique.

Il est toutefois nécessaire de nuancer ce propos. En effet, la morphologie ainsi que la position relative du cours d'eau par rapport à la tache au sol jouent un rôle prépondérant. Véritable miroir, plus la cible hydrologique est étendue et proche du nadir de l'altimètre, plus elle est susceptible de renvoyer rapidement un signal fort, et ceci malgré la présence d'autres cibles moins importantes. En outre, parce que ce premier pic se démarque du bruit de fond, le retracking Ice-1 n'a pas de difficulté à estimer correctement le range de la cible effectivement observée. À l'inverse, envisageons le scenario où un petit cours d'eau se trouve au nadir et une cible significativement plus importante (comme un grand lac par exemple) se situe à la limite, voire en dehors de la zone éclairée. Dans ce cas de figure, il est hautement probable que lors du retracking, le positionnement du front de montée ne s'effectue pas sur la cible au nadir, mais sur celle ayant alors le plus rétrodiffusée. Ce fait résume alors toute la subtilité et la difficulté de la mesure altimétrique en milieu continental mais également de ces travaux où nous nous efforcerons de cibler la mesure sur les zones alluviales ripariennes.

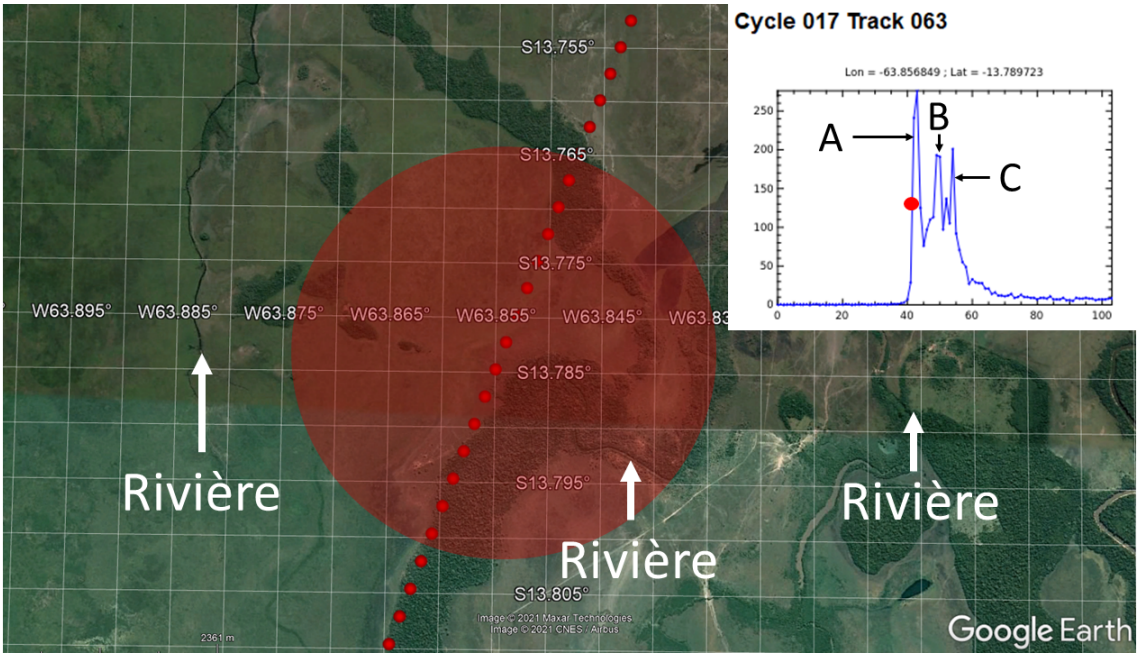


FIGURE 1.37 – Allure d'une forme d'onde du satellite Jason-2 au niveau de la trace 63 en amazonie bolivienne. La tâche au sol éclairée par l'altimètre est représentée par un cercle transparent rouge d'un diamètre d'environ 2 km. Le signal reçu est composé majoritairement de trois pics, notés A, B et C qui peuvent correspondre aux trois rivières de l'image.

1.5.6 Les différentes missions altimétriques.

La mission d'observation Topex/Poséidon fut la première où les instruments embarqués par le satellite étaient spécifiquement dédiés à l'altimétrie. Le succès de cette mission ainsi que la validité des tests initiaux d'acquisition de mesures en milieu continental sont indiscutables. La famille des altimètres Jason, développés par le CNES et la NASA, sont les dignes successeurs de Topex/Poséidon et leurs instruments dérivent de cette mission. Les mesures altimétriques utilisées dans cette étude ont été acquises par les satellites Jason-2, Jason-3 ainsi que Sentinel-3A et Sentinel-3B. Ces satellites sont présentés dans les sections ci-après. Toujours est-il, il apparaît inenvisageable lors de la présentation du paysage altimétrique de ne pas aborder la future mission SWOT. L'ensemble des description apportées ici font activement référence au site : `https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html`.

1.5.6.1 Jason-2.

Les satellites Jason ont été conçus comme une série de satellites. Jason-2 prend ainsi le relais de Jason-1 en 2008 et assure la continuité de la mission d'observation. Fruit du partenariat entre le CNES et la NASA, l'altimètre Jason-2 a été lancé le 20 juin 2008 depuis la base militaire de Vandenberg en Californie (États-Unis). La mise à poste du satellite est faite sur son orbite définitive située à une altitude de 1 336 km avec une inclinaison de 66ř. Il couvre alors la *quasi* totalité des océans, avec une distance intertrace de 315 km à l'équateur et une répétitivité d'un peu moins de dix jours (9.9156 jours soit dix jours moins deux heures).

Plusieurs instruments sont embarqués à bord de Jason-2 (extrait de la notice disponible sur https ://www.aviso.altimetry.fr) :

— **L'altimètre Poséidon-3 :** instrument principal de la mission, Poséidon-3 est issu de l'altimètre Poséidon-2 de Jason-1. Petit, léger et ne nécessitant pas une grande quantité d'énergie, il est aussi d'une grande fiabilité. C'est un radar qui émet des ondes à deux fréquences différentes Ku et C (13.6 et 5.3 GHz, pour permettre la détermination du contenu en électrons de l'atmosphère) et analyse le signal réfléchi par la surface. Le temps de trajet aller-retour de l'onde est estimé très précisément afin de calculer la distance satellite - surface, moyennant quelques corrections. Une

nouvelle technique dite de "poursuite en boucle ouverte" est implantée pour améliorer les mesures à l'approche des côtes et sur les eaux continentales (Contribution CNES).

— **Le radiomètre AMR :** cet instrument collecte le rayonnement émis par la surface à trois fréquences différentes (18.7, 23.8 et 34.0GHz). Le but est de déterminer le contenu en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère, en combinant les mesures prises à chacune de ces fréquences. Une fois ce contenu en eau connu, on en déduit la correction à appliquer à la mesure altimétrique, l'onde radar de l'altimètre étant ralentie par cette eau atmosphérique. L'AMR est une version améliorée du Jason-1 Microwave Radiometer (JMR) (Contribution NASA).

— **DORIS :** le système Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS) s'appuie sur un réseau de balises au sol qui émettent à deux fréquences en direction du satellite équipé d'un récepteur. Le mouvement relatif du satellite par rapport au sol provoque un décalage en fréquence (effet Doppler-Fizeau), analysé pour en déduire la vitesse relative de ce satellite. Ces données sont intégrées dans des modèles d'orbitographie, pour connaître en permanence la position précise (à 3 cm près) du satellite sur son orbite (Contribution CNES).

— **GSPS :** comme sur Terre, la localisation GPS d'un satellite se fait par triangulation. L'objet étant repéré par au moins trois satellites GPS, on en déduit sa position exacte à un instant donné. Une fois intégrées dans un modèle d'orbitographie, ces données permettent de restituer en continu la trajectoire du satellite (Contribution NASA).

— **LRA :** c'est un ensemble de miroirs destinés à réfléchir des tirs laser effectués depuis le sol. L'analyse du temps mis par le rayonnement laser pour faire le trajet aller-retour permet de localiser le satellite sur son orbite (Contribution NASA).

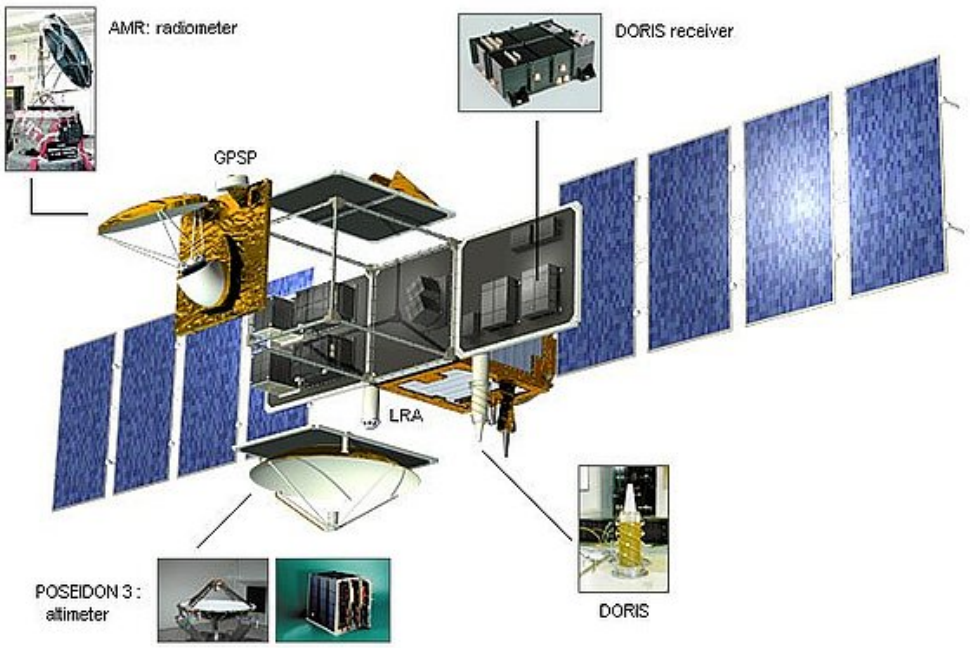


FIGURE 1.38 – Jason-2.

1.5.6.2 Jason-3.

Le 17 janvier 2016, le satellite Jason-3 est lancé avec l'objectif de continuer la mission d'observation de la famille Jason. Les caractéristiques de l'orbite de Jason-3 sont identiques à celles des missions précédentes (Jason-1 et 2 et Topex/Poséidon). De plus, les charges utiles sont également similaires à la mission Jason-2 avec néanmoins quelques améliorations notables :

— **L'altimètre Poséidon-3B :** fourni par le CNES, est le principal instrument de la mission, sur la lignée des altimètres de Jason-1 et Jason-2. Il permet de mesurer le range, la hauteur des vagues et la vitesse du vent. Ce nouvel altimètre implémente un mode mixte permettant, à bord, des transitions automatiques entre le mode Diode/ MNT et le mode acquisition/suivi en fonction de la position du satellite. En effet, l'altimètre de Jason-2 utilise ces deux modes pour améliorer les mesures sur les zones côtières, les eaux intérieures et la glace. Mais ces modes ont l'inconvénient d'être exclusifs.

— **Le système de localisation :** celui embarqué à bord de Jason-3 se complètent pour permettre une mesure à 1-2 cm près de la position du satellite sur son orbite (distance radiale Terre-satellite). Une amélioration significative sera effective sur Jason-3 où le

rms de la composante radiale de l'orbite temps réel est prévu à 5 cm (mesure effectuée par les éphémérides à bord par Diode-Doris) ; par comparaison le minimum requis pour Jason-2 était un rms de 10 cm.

1.5.6.3 Sentinel-3.

La mission Sentinel-3 est composée de deux satellites d'observation : Sentinel-3A et Sentinel-3B. Elle est dédiée à la surveillance de la Terre et des océans et s'inscrit dans le programme Copernicus, fondé en coopération entre l'ESA et la Commission Européenne. Ce programme est la réponse européenne aux besoins toujours grandissants en matière de gestion de l'environnement. L'objectif principal de la mission Sentinel-3 est de mesurer la topographie de surface de l'océan, la température de surface du sol et de l'océan, et la couleur de surface du sol et de l'océan avec une haute précision et une grande fiabilité pour fournir les systèmes de prévision des océans, la surveillance environnementale et climatique.

Parmi les services liés à l'océan attendus de Sentinel-3, on peut citer la prévision numérique des océans, la sécurité en mer, la surveillance des zones côtières, de l'océan hauturier et des glaces. Les missions de Sentinel-3 s'appliquent également aux surfaces terrestres et à la cryosphère. Dans chacun de ces domaines, les variables majeures sont : la hauteur de la surface des océans (SSH), la température de surface (SST), la couleur de l'océan (OC), la couleur des sols (LC), le niveau de la surface des rivières et des lacs, le niveau et l'épaisseur des glaces de mer flottantes.

Les satellites Sentinel-3A et Sentinel-3B ont été lancé respectivement le 16 février 2018 et le 25 avril 2018 sur une orbite héliosynchrone à 814.7 km d'altitude et une inclinaison de 98.65ř et une répétitivité de 27 jours. Ces paramètres d'orbites sont primordiaux notamment pour les capteurs de couleur de l'eau et de température de surface. Les deux satellites ont un fonctionnement de vol en tandem séparé de 30 secondes, soit une distance sur leur orbite de 223 km.

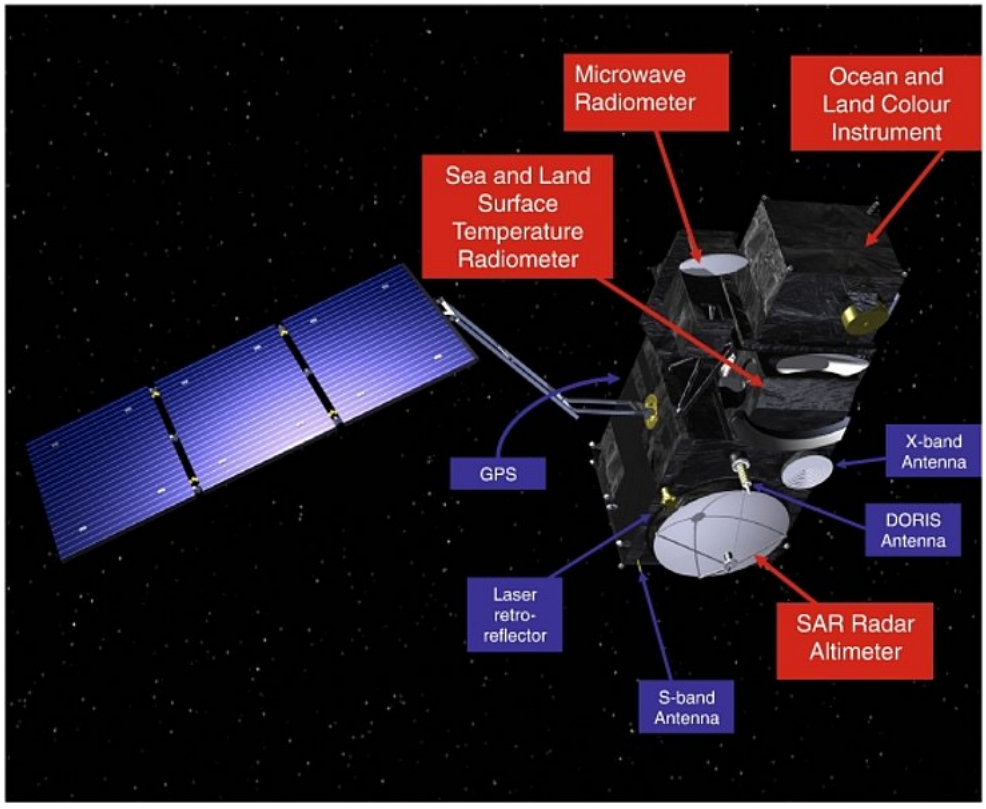


FIGURE 1.39 – Sentinel-3.

Les satellites Sentinel-3A et Sentinel-3B sont identiques au niveau de la charge utiles qu'ils transportent. Celle-ci se compose de :

— **L'altimètre SRAL :** SRAL est issu de l'altimètre Doppler Siral de Cryosat. La fréquence principale utilisée pour la mesure de la distance satellite-surface est la bande Ku, mais contrairement à Cryosat, une seconde fréquence est utilisée. La bande C sert à la correction ionosphérique. Le radar peut être utilisé selon deux modes :

  — mode basse résolution (Low-Resolution Mode LRM) : mode altimétrique conventionnel

  — mode SAR : mode haute résolution le long de la trace

  Le mode basse résolution est prévu pour opérer sur des surfaces homogènes comme les océans, alors que le mode haute résolution est plutôt prévu pour les glaces de mer, les applications mésoéchelle (avec une résolution le long de la trace de l'ordre de 300 m). Pour la mission Sentinel-3, l'altimètre SRAL opère toujours en mode SAR. Le mode basse résolution est utilisé en back-up. Deux boucles de poursuites sont utilisées,

une boucle fermée (positionnement autonome de la fenêtre de mesure utilisant un algorithme médian) et une boucle ouverte (position de la fenêtre de mesure basée sur une connaissance a priori de l'altitude de la surface dérivée d'un modèle numérique de terrain).

— **Le radiomètre MWR :** le design et les spécification du MWR de Sentinel-3 sont basées sur ceux du MWR d'Envisat. L'instrument mesure la température de brillance à 23.8 et 36.5 GHz, avec une largeur de bande de 200 MHz dans chaque fréquence. La fréquence la plus base est plus sensible à la vapeur d'eau atmosphérique, la plus haute à l'eau liquide nuageuse.

— **Les systèmes de localisation :** ceux-ci se composent du système DORIS, GNSS et LRR (Laser Rtro Reflector). Comme pour les missions Jason, les différents systèmes permettent de localiser avec précision le satellite. La performance de l'orbite précise en temps différé est d'environ 1 cm sur la composante radiale (nadir).

— **Ocean and Land Color Instrument :** OLCI est un spectromètre imageur avec un champ de vue qui s'étend sur 68,6 degrés, transversalement à la trace au sol du satellite. Il est couvert par cinq caméras élémentaires qui sont disposées en éventail dans un plan vertical perpendiculaire au vecteur vitesse du satellite. Cet instrument permettra une meilleure prévision des changements et une meilleure gestion de ses ressources. C'est une version évoluée du spectromètre imageur MERIS qui volait sur le satellite d'observation de la Terre européen Envisat. Il assure donc la continuité des données, avec cependant, des performances supérieures. Il en aura la même résolution (300 m) mais sa fauchée est plus large (1 250 km) et il est capable de distinguer 21 couleurs, contre 15 pour MERIS. Au-dessus des terres, ces données permettront aux scientifiques de déterminer des paramètres géophysiques de la surface, de classifier des zones (par exemple forêt, désert, zone brûlée, cultivée, inondée etc.) et d'en surveiller leur étendue et leur évolution. Au-dessus des mers, la mesure de la couleur permet de déterminer la présence de certains constituants, comme la concentration en plancton, la présence de chlorophylle dans l'eau, le transport de sédiments, la présence de pollution et d'autres paramètres encore.

— **Sea and Land Surface Temperature Radiometer :** SLSTR est un radiomètre infrarouge à double visée. Son rôle est de mesurer avec une très grande précision la

température de surface des océans et des Terres émergées. Il a une fauchée de 1 400 kilomètres ce qui offre une couverture effective du globe en à peu près 2 jours. SLSTR regarde sous le satellite et à l'arrière. La même zone est ainsi observée sous deux angles différents ce qui permet de corriger les effets perturbateurs de l'atmosphère et d'obtenir des mesures très précises de la température.

1.5.6.4 SWOT.

Le satellite SWOT (Surface Water Ocean Topography) est un partenariat comprenant la NASA, le CNES, l'Agence spatiale canadienne et l'Agence spatiale du Royaume-Uni (UKSA). Le principal objectif de SWOT est de réunir les besoins des communautés hydrologiques et océanographiques en un seul satellite. La technologie retenue pour ce satellite est un Radar Interféromètre en bande Ka (KaRIn).

Pendant la durée nominale de 3 ans de la mission, les objectifs sont de mesurer la hauteur de mer et les hauteurs d'eaux continentales sur une fauchée de 120 km de large avec une lacune de données au nadir sur une tranchée de ± 10 km. La mission offre également sur l'océan, une mesure de la hauteur de mer tous les 1 km^2 pour chaque fauchée. Sur les continents, le satellite fournit un masque des zones en eau capable de résoudre les rivières de 100 m de large et les lacs, zones humides ou réservoirs de 250 x 250 m. La précision à atteindre serait de 10 cm pour la hauteur d'eau et de 1.7 cm/1 km pour la pente. Enfin, l'objectif à long terme de la missions est de couvrir au moins 90% des surfaces du globe.

Le satellite SWOT embarque un altimètre-interféromètre large fauchée en bande Ka, un altimètre classique fonctionnant au nadir, ainsi que les compléments habituels que l'on trouve sur les satellites altimétriques, à savoir des systèmes de localisation précise et un radiomètre. L'instrument principal sur SWOT est l'interféromètre radar à synthèse d'ouverture KaRIN, développé à partir des études sur un altimètre à large fauchée pour l'océan (Wide Swath Ocean Altimeter, WSOA), envisagé sur Jason-2. KaRIN est conçu pour mesurer les élévations avec une haute précision et une résolution spatiale élevée. Cet instrument est complété par un altimètre conventionnel du type de celui embarqué sur les missions Jason (bandes C et Ku) visant au nadir, un radiomètre hyperfréquence tri-fréquences (AMR, Advanced

Microwave Radiometer), semblable à celui utilisé sur la mission de topographie de surface (OSTM/Jason-2 & 3), ainsi que des récepteurs GPS (système de positionnement global) et un transpondeur Doris (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) pour la détermination précise de l'orbite.

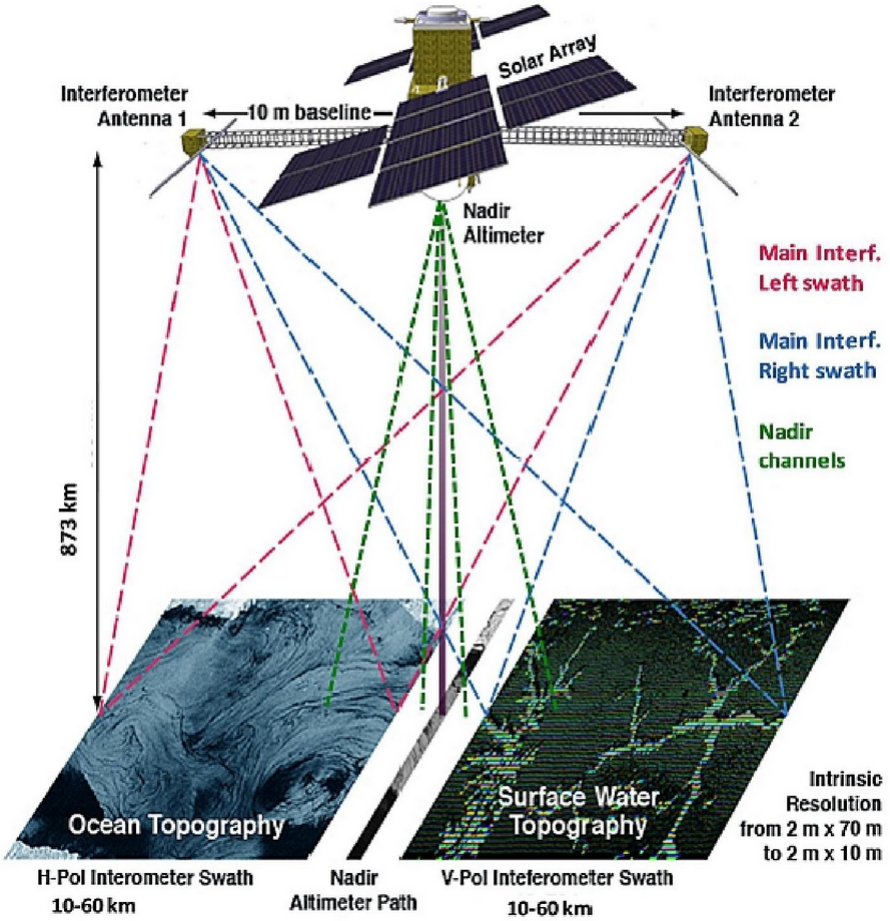


FIGURE 1.40 – Schéma de fonctionnement de SWOT avec en outre, ses deux antennes interférométriques (source - CNES).

1.5.7 État des missions spatiales altimétriques sur le bassin amazonien.

Le bassin versant de l'Amazone est un véritable laboratoire pour les missions d'observation de la Terre. La mission Topex/Poséidon fut une des premières missions à composante altimétrique ayant mené des études sur les eaux continentales (Birkett, 1998; de Oliveira Campos et al., 2001). La performance de ces missions a alors suscité un intérêt grandissant pour l'observation des eaux continentales (Bercher, 2008). Avec plus de 30 ans de données d'observation et de nombreuses missions, l'hydrologie de l'Amazone et de ses principaux affluents est relativement bien connue (Fig. 1.41). Par ailleurs, avec maintenant plus de 20 ans d'études spécifiques sur l'analyse du cycle de l'eau du bassin versant de l'Amazone (Fassoni-Andrade et al., 2021), l'état des connaissances des dynamiques hydrologiques et la réponse de ce système face aux évènements climatiques extrêmes comme les sécheresses ou les fortes pluies est étayé (Lopez et al., 2020).

D'un point de vue historique, la plus grande majorité des missions altimétriques sur l'Amazone impliquent des capteurs LRM, qui trouvent là un terrain d'étude bien adapté avec une topographie très plane. Ces derniers ont pu, de manière très satisfaisante, examiner et établir les chroniques de hauteurs d'eau des principales rivières du bassin versant. Depuis ces dernières années, l'émergence des altimètres SAR dans les missions à permis d'augmenter significativement la résolution le long de trace et permettent alors de venir étudier des cours d'eau de plus en plus petits. Cependant, ces capteurs ne résolvent pas le problème de *"cross-track sloping measurement"* (Bercher et al., 2013). Celui-ci sera résolu par l'ajout de deux antennes avec CRYOSAT-2.

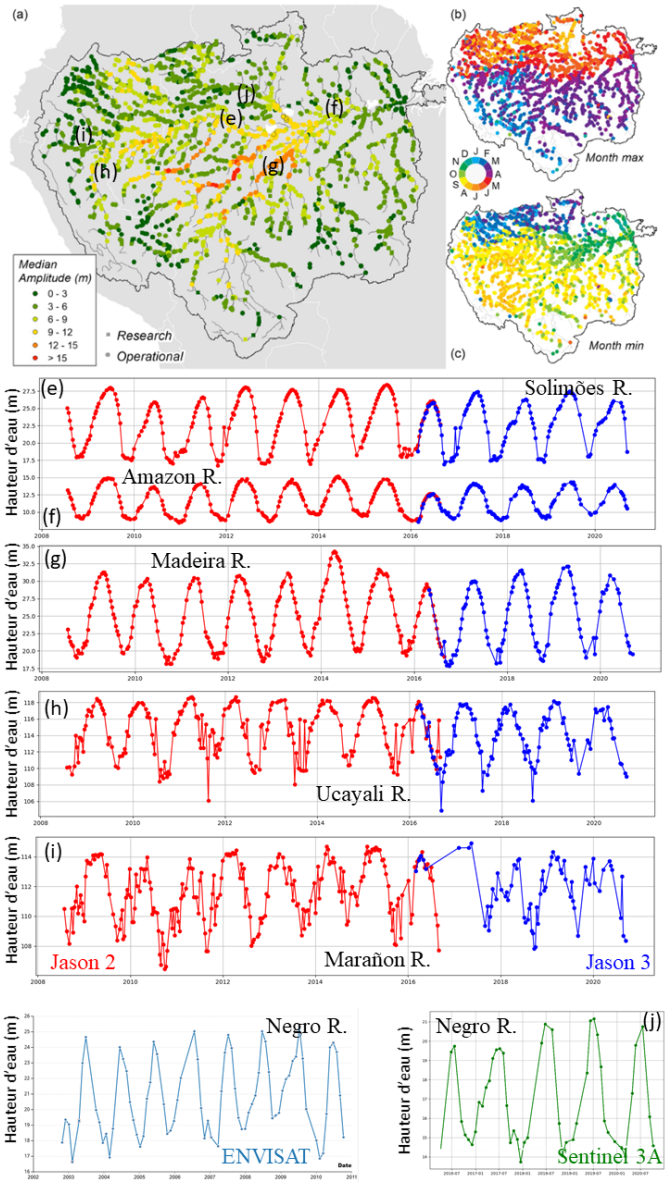


FIGURE 1.41 – (a) Localisation des stations virtuelles disponibles sur la plateforme Theïa-Hydroweb (`http://hydroweb.theia-land.fr/`) avec les mois durant lesquels l'amplitude maximale (b) ou minimale (c) est atteinte. D'après Fassoni-Andrade et al. (2021). Chroniques de hauteur d'eau issues de Jason 2 (2008-2016 en rouge) et Jason 3 (2016-2021 en bleu) pour le fleuve Amazone (f) et Solimões (e) et certains des principaux affluents : Madeira (g), Ucayali (h), Marañon (i). (j) Recomposition d'une série temporelle de hauteur d'eau pour le Rio Negro sur une station virtuelle partagée par les missions ENVISAT (2002-2010 en bleu) et Sentinel 3A (2016-aujourd'hui en vert).

L'un des avantages des missions spatiales pour l'observation de la Terre est leur répétitivité (Bogning et al., 2018). En effet, celle-ci est de dix jours pour les satellites de la famille Jason et de 27 jours pour le couple Sentinel-3. Cette forte répétitivité permet alors de suivre

avec précision la dynamique fluviale des points d'intérêt. Notons également que la densité des mesures présentes sur les stations virtuelles Jason (depuis 2008) apporte une densité de données capitale sur la qualité de la mesure et sur la zone d'étude ; ce qui est moins le cas pour les stations virtuelles Sentinel. Par ailleurs, Hall et al. (2012) ont montré la possibilité avec ICE-sat d'utiliser des altimètres dont les orbites sont non répétitives dans le cadre de suivi de rivière. D'autres études monteront la capacité et le succès d'utiliser des altimètres laser comme ICE-sat2 pour étudier de petites rivières (Jiang et al., 2017). Il est toutefois important de relever que ces satellites ont des temps de revisite extrêmement longs ; de l'ordre de 91 jours. Il apparait alors problématique de les utiliser dans le cadre de missions de surveillance.

La Table 1.2 recense l'ensemble des produits altimétriques disponibles sur le bassin amazonien et délivrant les séries temporelles de hauteurs d'eau à la fois sur les rivières et les lacs. Ces plateformes permettent d'obtenir en continu, presque en temps réel ou après retraitement, les informations relatives à la hauteur d'eau des surfaces observées (Berry et al., 2005; Crétaux et al., 2011; Carvalho et al., 2015; Birkett et al., 2017; Coss et al., 2020), et parfois même la dynamique des surfaces et des volumes de quelques lacs (Schwatke et al., 2015). Globalement, tous ces produits regroupent les missions altimétriques passées ou en cours.

Nom du produit	Organisme	Lien	Référence	Cible
G-REALM	USDA NASA	https://ipad.fas.usda.gov/cropexplorer/global_reservoir/Default.aspx#SatelliteRadarAltimetry	Birkett et al. (2017)	Lacs et réservoirs
River Lake	Université De Monfort	http://altimetry.esa.int/riverlake/shared/main.html	Berry et al. (2005)	Rivières, lacs et réservoirs
DAHITI	German Geodetic Research Institute	https://dahiti.dgfi.tum.de/en/	Schwatke et al. (2015)	Rivières, lacs, réservoirs et zones humides
GRRATS	Ohio State University	https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/PRESWOT_HYDRO_GRRATS_L2_VIRTUAL_STATION_HEIGHTS_V2	Coss et al. (2020)	Rivières
Hidrosat	ORE-HYBAM et ANA	http://hidrosat.ana.gov.br/	Carvalho et al. (2015)	Rivières
Hydroweb	IRD/LEGOS, CNES et Universidade do Estado de Amazonas	http://hydroweb.teia-land.fr/	da Silva et al. (2010); Crétaux et al. (2011)	Rivières, lacs et réservoirs

TABLE 1.2 – Bases de données sur les principaux produits issus de l'altimètrie spatiale sur les séries temporelle de hauteurs d'eau pour le bassin amazonien.

En plus de leur rôle premier d'observations des surfaces continentales, les données issues des altimètres ont permis d'affiner les connaissances et la compréhension du cycle de l'eau sur le bassin de l'Amazone. Ainsi, comme le décrit Fassoni-Andrade et al. (2021) dans sa review (ou Fig. 4), le couplage entre l'altimétrie spatiale et d'autres données de télédétection permet d'accéder à tous les compartiments hydrologiques et sur l'ensemble du bassin versant ; depuis les échanges entre eaux de surfaces et souterraines (Pfeffer et al., 2014), en passant par l'estimation des variations de stocks d'eau dans les plaines d'inondation (Frappart et al., 2012), jusqu'à l'effet de ENSO sur toutes les composantes du cycle (de Oliveira Campos et al., 2001). Park (2020) montrera, grâce à des données Jason-2, la possibilité de caractériser qualitativement les connexions entre la branche principale de l'Amazone et sa plaine alluviale,

mais aussi les processus complexes au travers des levées. Ce même exercice a été réalisé par Ovando et al. (2018) sur la grande plaine bolivienne du bas Madeira. Celui-ci a alors caractérisé les différents types d'inondations et a apporté une des premières estimations des volumes débordés dans cette plaine. L'utilisation de l'inSAR, sur une partie du bief central de l'Amazone, par Alsdorf et al. (2007) a permis de mettre en évidence des dynamiques d'échanges différentes selon les plaines d'inondation.

Avec la popularisation des modèles hydrologiques et hydrodynamiques, l'utilisation des observations spatiales se révèle plus que pertinente afin de contraindre et de valider les modélisations. Il ne serait pas utile ici de dresser un catalogue de toutes les études couplant modélisation et altimétrie ; il y en a trop. Cependant, il est intéressant de noter que les données de l'altimétrie spatiale sont avant tout utilisées dans les modèles afin de calibrer et/ou valider les informations de sorties des biefs ou directement via l'assimilation de données (Brêda et al., 2019; Oliveira et al., 2021). Toujours est-il dans le cadre de notre sujet, les modèles locaux de plaine alluviale se concentrent principalement sur l'adéquation de surfaces inondées (Paiva et al., 2013a; Luo et al., 2017; Yamazaki et al., 2011), d'aucun à l'échelle de tout le bassin versant. Nous constatons enfin que peu d'études s'efforcent à valider les simulations dans les plaines d'inondation ou tout du moins en termes de volume. En outre, Fleischmann et al. (2020) confirmera les sorties du modèle MGB sur le Rio Negro, après comparaison avec plus de 107 stations virtuelles et différents produits d'extension de surface en eau, une variation annuelle de moins d'un mètre dans les plaines alluviales complexes de ce bassin.

Chapitre 2

Hydrologie et hydrodynamisme des zones alluviales ripariennes : couplage entre modélisation et apport des observations spatiales.

"La seule chose qu'il faut voir, c'est que chaque fois qu'il y a un pas de fait en avant, il se peut que ça recule un brin, mais jamais d'autant. Ca montre qu'il n'y a rien de gaspillé, en fin de compte, malgré que des fois on pourrait croire le contraire."

John Steinbeck

Les Raisins de la colère (1938)

Sommaire

2.1 Développement du modèle SWAT-FloodPlain. 114

2.2 Détermination de l'extension maximale de l'inondation. 145

2.3 Correction de la hauteur à plein bord par altimétrie. 152

2.4 L'altimétrie spatiale en zone alluviale riparienne. 157

2.5 Application de la méthodologie sur le bassin du Madeira. 162

2.1 Développement du modèle SWAT-FloodPlain.

2.1.1 Historique du modèle SWAT.

SWAT est un modèle hydro-agro-environnemental (Arnold et al., 1998) développé au Texas par le service de recherche du département de l'Agriculture des Etats-Unis (USDA-ARS ; Temple, TX, USA) et le département de recherche en Agriculture de l'université d'agriculture et de mécanique du Texas (Texas A&M ; College Station, TX, USA). Il a été initialement créé pour étudier les effets des pratiques agricoles sur les flux d'eau, de sédiments et de résidus chimiques provenant de l'agriculture incluant les intrants comme les nitrates mais aussi les pesticides. La description complète du modèle est disponible au lien suivant : `https://swat.tamu.edu/`

Ce modèle a connu plusieurs versions avec des ajouts de modules fréquents. Le code source étant libre d'accès, diverses versions tests continuent à voir le jour agrémentant la version officielle avec de nouveaux modules. Les différentes versions officielles de SWAT développées par l'USDA-ARS et l'université Texas A&M (94.2, 96.2, 98.1, 99.2, 2000, 2005, 2009, 2012, 2016) et les améliorations successives apportées au cours de l'évolution du modèle sont détaillées dans Arnold and Fohrer (2005). SWAT a été couplé à des systèmes d'information géographique (SIG) dont GRASS (Rosenthal et al., 1995), ArcView (Di Luzio et al., 2002), ArcGIS (Olivera et al., 2006) et QGIS (Dile et al., 2016). Sa capacité à modéliser les flux d'intérêt a déjà été démontrée dans de multiples bassins versants de différentes tailles et présentant différentes caractéristiques climatiques et pédologiques (Schuol et al., 2008; Douglas-Mankin et al., 2010; Faramarzi et al., 2013; Abbaspour et al., 2015; Krysanova and Srinivasan, 2015). Une base de données recense depuis la création du modèle les travaux traitant de SWAT publiés dans des journaux scientifiques. Cette base de données référence *quasiment* 5200 publications (`https://www.card.iastate.edu/swat_articles/`).

SWAT permet de produire des résultats à différentes échelles temporelles, du pas de temps annuel au pas de temps journalier voire horaire (Boithias et al., 2017). Au niveau spatial, SWAT utilise des unités de réponse hydrologiques (HRU) homogènes pour simuler les flux à l'intérieur du bassin versant. Les HRUs sont des unités composées d'une combinaison de

pente, d'une occupation du sol et d'un type de sol. Chaque HRU est unique et différente de ses voisines (Fig. 2.1) bien qu'une même HRU peut se trouver à plusieurs endroits du bassin-versant. Ces unités sont contenues dans des sous bassins-versants dont le découpage dépend des confluences déterminées par le modèle numérique de terrain (MNT). Le nombre de sous bassins, comme le nombre de HRU, peut être adapté pour pouvoir avoir la précision exigée par les objectifs de l'étude. Les flux sont modélisés à partir de la HRU et sont ensuite agrégés pour obtenir les flux aux échelles des sous bassins et du bassin versant (Neitsch et al., 2009).

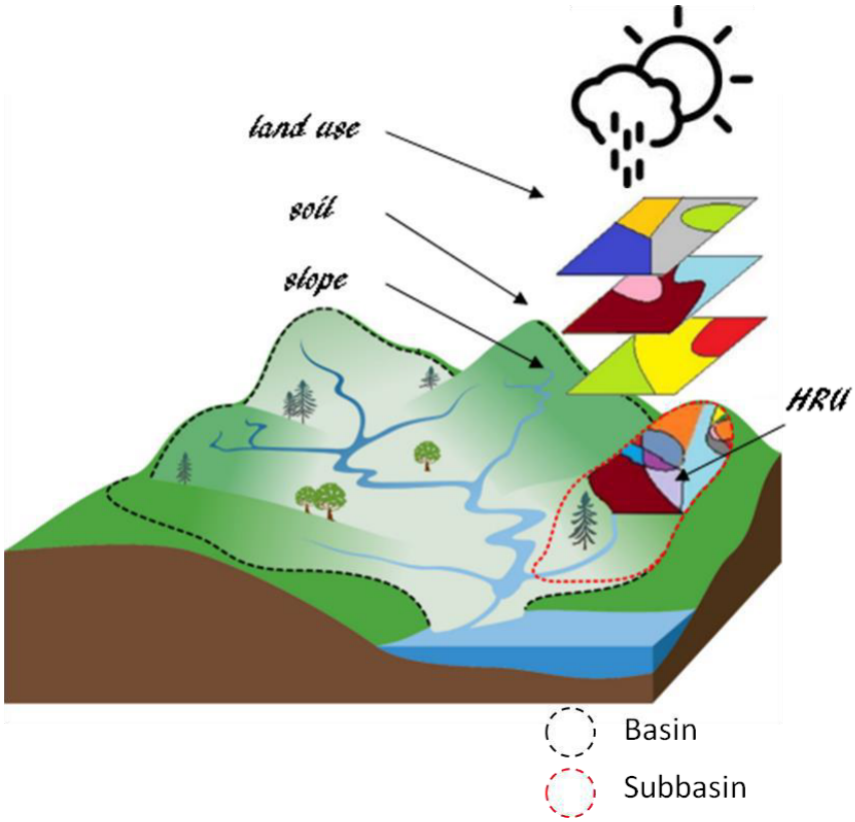


FIGURE 2.1 – Représentation des différentes unités du paysages et des unités de réponse hydrologique (HRU) utilisées pour les fonctionnement du modèle SWAT Adapté de (Grusson, 2016).

Dans le cas de l'étude des grands bassins-versants, il est préférable dans la plupart des cas de limiter le nombre de HRU au sein d'un sous-bassin. Cela a pour effet de réduire considérablement les temps de calcul mais aussi de mettre en cohérence les précisions des données de forçage avec les échelles spatiales du modèle. Notons que dans la construction du modèle, il est possible d'affecter la HRU dominante à chaque sous-bassin ou encore de régler

le pourcentage de dominance de chaque composante de la HRU. Enfin, bien que la structure du modèle soit identique pour toutes les HRU, les paramètres choisis leur sont inféodés. Les HRU fonctionnent alors de manière indépendantes.

SWAT est un modèle qui évolue régulièrement. Actuellement, l'état de la recherche a montré la capacité du modèle à suivre et simulé à différentes échelles les flux de sédiments (Abbaspour et al., 2007; Betrie et al., 2011; Oeurng et al., 2011; Santini, 2020), de nitrates (Abbaspour et al., 2007, 2015; Grizzetti et al., 2003, 2005; Lam et al., 2010; Oeurng et al., 2016), de pesticides (Holvoet et al., 2008; Boithias et al., 2014) ou même des processus impliqués dans les grands cycles biogéochimiques du carbone (Sun et al., 2018; Fabre et al., 2019) et de l'azote (Sun et al., 2016, 2018; Fabre et al., 2020).

2.1.2 La représentation du cycle hydrologique.

L'une des principales applications du modèle SWAT est l'étude et la détermination des débits à l'exutoire des bassins-versants. La suite de ce paragraphe s'attachera à décrire les principaux modules et formalismes du modèle et comment sont pris en compte les processus hydrologiques dans SWAT.

La Figure 2.2 présente la façon dont le cycle de l'eau, les flux et les réservoirs sont représentes dans le modèle SWAT. On distingue alors quatre grands réservoirs d'eau qui sont la zone racinaire, la zone non-saturée (vadose), l'aquifère libre et enfin la nappe captive. Les apports en eau des versants sont séparés en trois écoulements principaux plus ou moins retardés ; ce sont les écoulements de surface, de sub-surface/latéral/hypodermique et de nappe/base. En suivant le trajet de l'eau depuis son arrivée sur le bassin-versant en tant que précipitation, la première composante prise en compte par le modèle est la capture d'une partie de la pluie via la canopée pour une disponibilité à l'évapotranspiration. Cette quantité journalière est directement liée à l'indice de surface foliaire (Leaf Area Index/LAI) :

$$can_{day} = can_{mx} \times \frac{LAI_{day}}{LAI_{mx}} \tag{2.1}$$

où $\boldsymbol{can_{day}}$ est la quantité maximale d'eau pouvant être stockée par la canopée (mm H_2O) et $\boldsymbol{can_{mx}}$ la quantité d'eau pouvant être stockée lorsque la canopée est à son développement maximal (mm H_2O).

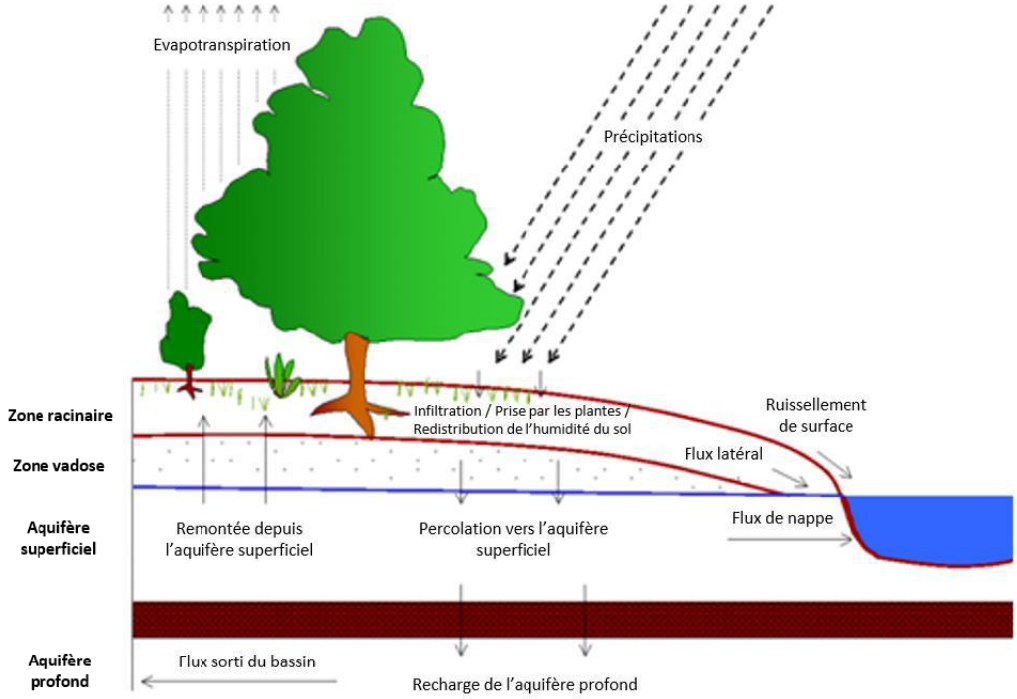


FIGURE 2.2 – Représentation du cycle de l'eau, des flux et des réservoirs dans le modèle SWAT. D'après Neitsch et al. (2009).

2.1.2.1 Calcul de l'évapotranspiration.

Le modèle calcule l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon trois méthodes, à savoir la méthode de Penman-Monteith, le modèle de Hargreaves et enfin celui de Priestley-Taylor. Dans la méthode Penman-Monteith (Monteith, 1965), la température de l'air, le rayonnement solaire, la vitesse du vent ainsi que que l'humidité de l'air, qui sont des variables climatiques renseignées dans SWAT, sont prises en compte pour le calcul de l'ETP. La formule donne :

$$ETP = \frac{1}{L_v} \times \frac{\Delta.(H_{net} - G) + \left(\frac{\rho_{air}.c_p.(e_z^0 - e_z)}{r_a}\right)}{\Delta.\gamma.\left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \tag{2.2}$$

où $\boldsymbol{ETP}$ représente l'évapotranspiration potentielle du système (mm.j^{-1}), $\boldsymbol{L_v}$ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ.kg^{-1}), Δ est le coefficient de la tension de vapeur à une température donnée de l'air (kPa.řC^{-1}), $\boldsymbol{H_{net}}$ est le rayonnement solaire net (MJ.m^{-2}.j^{-1}), $\boldsymbol{G}$ décrit le flux de chaleur transmis au sol (MJ.m^{-2}.j^{-1}), $\boldsymbol{c_p}$ est la capacité thermique massique de l'air (MJ.kg^{-1}.řC^{-1}), $\boldsymbol{e_z^0}$ correspond à la pression de vapeur saturante de l'air à une hauteur z (kPa), $\boldsymbol{e_z}$ est la pression de vapeur de l'air à une hauteur z (kPa), γ est la constante psychométrique (kPa.řC^{-1}), $\boldsymbol{r_c}$ définit la résistance stomatique (s.m^{-1}) et $\boldsymbol{r_a}$ la résistance aérodynamique (s.m^{-1}).

Le modèle de Hargreaves (Hargreaves and Samani, 1985) permet un calcul de l'ETP où la demande en données climatiques est moins importante. Elle se décrit comme suit :

$$ETP = \frac{0.0023 \times H_0 \times (T_{mx} - T_{mn})^{0.5} \times (T_{av} + 17.5)}{L_v} \tag{2.3}$$

où $\boldsymbol{L_v}$ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ.kg^{-1}), $\boldsymbol{H_0}$ est le rayonnement solaire net (MJ.m^{-2}.j^{-1}), et $\boldsymbol{T_{mx}}$, $\boldsymbol{T_{mn}}$, $\boldsymbol{T_{av}}$ sont respectivement les températures maximum, minimum et moyenne journalière (řC).

Enfin, la méthode de Priestley-Taylor permet également de s'affranchir d'un certain nombre de variables climatique. Notons que cette formule est une simplification de l'équation (2.2), où plusieurs termes sont absents et regroupés sous un même coefficient :

$$ETP = \frac{\alpha_{pet}}{L_v} \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times (H_{net} + G) \tag{2.4}$$

où α_{pet} est un coefficient égal à 1,28, $\boldsymbol{L_v}$ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ.kg^{-1}), Δ est le coefficient de la tension de vapeur à une température donnée de l'air (kPa.řC^{-1}), γ est la constante psychométrique (kPa.řC^{-1}), $\boldsymbol{H_{net}}$ est le rayonnement solaire net (MJ.m^{-2}.j^{-1}) et $\boldsymbol{G}$ décrit le flux de chaleur transmis au sol (MJ.m^{-2}.j^{-1}).

L'ETP correspond à l'évapotranspiration maximale d'un système. D'un point de vue agronomique, il est plus intéressant de regarder ce qui sort effectivement du système : on parle alors d'évapotranspiration réelle (ETR). Celle-ci est déterminée grâce au volume d'eau disponible venant combler le manque induit par l'ETP. Dans SWAT, l'ETR est calculée en prenant en compte d'un côté la transpiration des plantes et de l'autre l'évaporation du sol. Le détail de ces formalismes est dans (Neitsch et al., 2011).

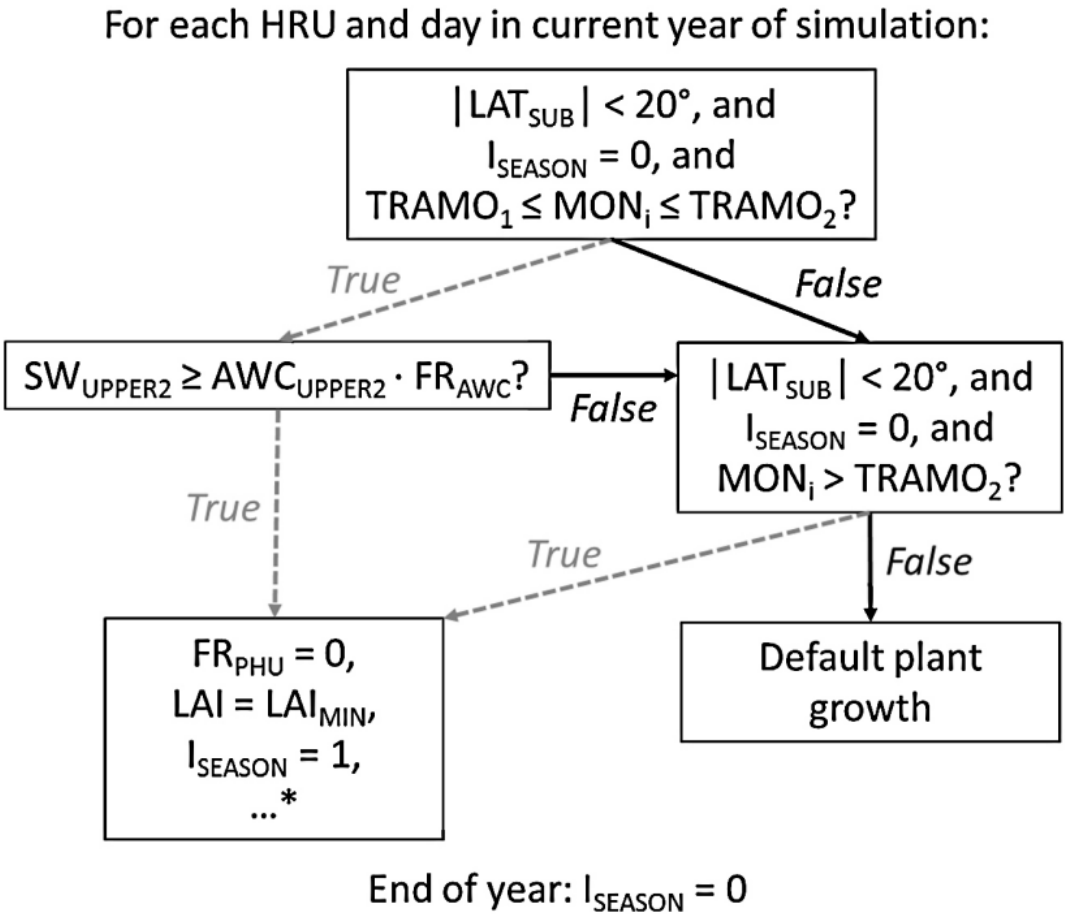


FIGURE 2.3 – Implémentation dans le modèle SWAT du module de croissance des végétaux en milieu tropical ou soumis à la mousson : LAT_{SUB} renvoie à la latitude du sous-bassin, MON_i est le mois de la simulation, TRAMO_1 correspond au mois de début et TRAMO_2 au mois de fin de la transition entre saison sèche et humide (inclus dans les tables .sub), I_{SEASON} permet de détecter si une transition de saison a déjà eu lieu pendant l'année simulée, SW_{UPPER2} est l'humidité du sol simulée dans les deux couches supérieures (mm), AWC_{UPPER2} est la réserve utile simulée dans les deux couches supérieures, FR_{AWC} est définie par l'utilisateur (entre 0 et 1) et renvoie à la fraction de la réserve utile (définie dans la base de données "crop.dat", FR_{PHU} est la fraction simulée potentielle des degrés jour de croissance et LAI_{MIN} représente le LAI minimum (défini dans "crop.dat"). Adapté de (Strauch and Volk, 2013).

Ces trois méthodes se montrent bien souvent très satisfaisantes pour modéliser correctement l'ETP et l'ETR dans des bassins-versants aux latitudes tempérées (Gassman et al., 2007). D'autant que depuis les deux dernières décennies, des applications de SWAT se sont développées peu ou prou sur tous les continents (Wagner et al., 2011; Bossa et al., 2012; Plesca et al., 2012; Wei et al., 2019; Cakir et al., 2020; Fabre et al., 2020; Datok et al., 2021; Sok et al., 2022). Toutefois, comme relevé par Wagner et al. (2011) le modèle SWAT a été développe pour des régions tempérées et son application aux régions tropicales et/ou subissant la mousson, révèle une impossibilité de simuler correctement l'ETP et l'ETR. En ce sens, il est impératif sous ces conditions de coupler SWAT au module développé par Strauch and Volk (2013). En effet, les auteurs sont venus corriger la croissance des végétaux en intégrant notamment une catégorie de plantes/arbres pérennes inféodés aux bassins tropicaux ainsi qu'une meilleure distinction entre les saisons sèche et humide. Somme toute, les changements les plus impactants concernent également l'implémentation d'un seuil dans l'humidité du sol à partir de laquelle débute la nouvelle saison de croissance des plantes pérennes. Ce seuil se situe généralement à la période de transition entre la saison sèche et la saison humide. Ces informations sont décrites au niveau de la Figure 2.3. Si dans la version par défaut de SWAT le LAI était approché en tant que fonction logarithmique de la hauteur de la canopée, ici le LAI suit un signal de forme sigmoïde ce qui permet alors de prendre en compte une période de dormance :

$$\begin{cases} \Delta LAI_i = (FR_{LAImax,i} - FR_{LAImax,i-1}) \times LAI_{max} \times (1 - exp(5.(LAI_{i-1} - LAI_{max})) \\ r = \frac{1-FR_{PHU,i}}{1-DLAI} \\ LAI_i = \frac{LAI_{opt}-LAI_{min}}{1+exp(t)}, t = (r - 0.5).(-12), FR_{PHU,i} \geq DLAI \end{cases} \tag{2.5}$$

où $\boldsymbol{DLAI}$ est une fraction du PHU lorsque que le LAI commence à décliner, $\boldsymbol{PHU}$ fait référence aux potentiels degré jour de croissance, $\boldsymbol{FR_{PHU}}$ représente une fraction de ces jours.

2.1.2.2 Ruissellement et infiltration de l'eau.

La quantité d'eau disponible pour chaque sous-bassin est déterminée à partir des précipitations auxquelles sont retranchées la valeur de tous les écoulements ainsi que les différentes pertes hydriques. Le cycle hydrologique dans un bassin est alors calculé comme :

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^{t}(Precip - Q_{Surf} - ETP - W_{seep} - Q_{gw}) \tag{2.6}$$

où $\boldsymbol{SW_t}$ est la teneur en eau du sol à la fin de la journée, $\boldsymbol{SW_0}$ est la quantité initiale d'eau dans le sol, $\boldsymbol{Precip}$ sont les précipitations journalières sur le bassin, $\boldsymbol{Q_{Surf}}$ est la quantité d'eau journalière associée à l'écoulement de surface, $\boldsymbol{W_{seep}}$ celle s'infiltrant dans la zone saturée contribuant à l'écoulement hypodermique et $\boldsymbol{Q_{qw}}$ est le flux d'eau souterrain venant de la nappe. Toutes les variables de cette équation sont exprimées en (mm H_2O).

Une fois les composantes du cycle hydrologique calculées par le modèle au travers de l'équation (2.6), SWAT offre deux possibilités afin de calculer le ruissellement et l'infiltration : la méthode du coefficient d'écoulement ou SCS-CN - *curve number* développé par le *Soil Conservation Service* ou la méthode d'infiltration de Green and Ampt (1911). Toutefois, l'utilisation de cette dernière reste marginale dans la mesure où elle requière des données de précipitation au pas de temps infra-journalier. Pour les grands bassins, la méthode des *curve number* semble la plus recommandée dès lors que les temps de concentration sont supérieurs au journalier :

$$Q_{Surf} = \frac{(Precip - 0.2S)^2}{Precip - 0.8S} \tag{2.7}$$

où $\boldsymbol{S}$ est une fonction décroissante utilisée afin de retarder les transferts d'eau depuis le versant jusqu'au cours d'eau. Celle-ci s'exprime selon :

$$S = 25.4 \times \left(\frac{1000}{CN} - 10\right) \tag{2.8}$$

où CN est le *curve number*. Ce dernier est étroitement lié au type du sol considéré, à l'occupation et l'utilisation du sol, à la pente ainsi qu'à la teneur en eau. Schématiquement, le *curve number* estime le rapport entre la quantité d'eau suivant le ruissellement de surface et la quantité d'eau provenant des précipitations. D'un point de vue agronomique, bien que le *curve number* soit une valeur paramétrable dans SWAT, ses deux extrêmes s'appuient en conditions sèches sur le point de flétrissement, et à la capacité au champ pour le point humide. Le ratio entre la quantité d'eau qui s'infiltre et qui ruisselle est déduite directement des précipitations.

Le ruissellement ou écoulement de surface désigne la partie des précipitations qui s'écoule à la surface du sol de manière horizontale à la pente. Dans SWAT celui-ci peut être retardé de la façon suivante :

$$Q'_{Surf} = (Q_{Surf} + Q_{stor,i-1}) \times \left(1 - exp\left(\frac{-surlag}{t_{conc}}\right)\right) \tag{2.9}$$

où $\boldsymbol{Q'_{Surf}}$ représente le quantité d'eau qui atteint le cours d'eau au jour de la simulation (mm H_2O), $\boldsymbol{Q_{Surf}}$ est donné dans l'équation (2.7), $\boldsymbol{surlag}$ est le coefficient de retard du ruissellement, et $\boldsymbol{t_{conc}}$ est le temps de concentration d'un sous-bassin (hr). Ces paramètres décrivent alors le temps que met l'eau pour ruisseler depuis les versants jusqu'à l'exutoire du bassin.

2.1.2.3 Retour de l'eau infiltrée : l'écoulement latéral de subsurface.

L'eau qui s'est infiltrée vient alimenter par la suite le réservoir souterrain par percolation et alors entretenir l'écoulement latéral de subsurface ou alimenter l'aquifère. Le modèle de Sloan and Moore (1984), basé sur les masses d'eau souterraines et la pente des versants, est utilisé afin de calculer le volume drainant de la zone saturée d'un sous-bassin :

$$SW_{ly,excess} = \frac{1000 \times H_0 \times \Phi_d \times L_{hill}}{2} \tag{2.10}$$

où $\boldsymbol{SW_{ly,excess}}$ représente le volume drainé stocké dans la zone saturée par unité d'aire (mm H_2O), $\boldsymbol{H_0}$ est l'épaisseur saturée des premiers horizons prise à l'exutoire et exprimée comme une fraction de l'épaisseur totale ($mm.mm^{-1}$), $\boldsymbol{\Phi_d}$ est la porosité associée à la zone saturée ($mm.mm^{-1}$) et $\boldsymbol{L_{hill}}$ renvoie à la longueur de la pente du versant (m).

L'écoulement latéral de subsurface correspond à la partie des précipitations infiltrées dans la zone saturée et qui s'écoule, dans les premiers centimètres de sol, de façon *quasiment* horizontale. La contribution de l'écoulement hypodermique au débit est variable et dépendant de l'imperméabilité et de la pente des sols. Dans SWAT, l'écoulement latérale suit grossièrement une onde cinématique retardée :

$$Q_{lat} = 0.024 \times \left(\frac{2 \times SW_{ly,excess} \times K_{sat} \times slp}{\Phi_d \times L_{hill}} \right) \tag{2.11}$$

avec $\boldsymbol{Q_{lat}}$ le flux latéral de subsurface journalier (mm H_2O), $\boldsymbol{K_{sat}}$ la conductivité hydraulique à saturation ($mm.hr^{-1}$) et $\boldsymbol{slp}$ l'élévation par unité de distance, assimilable à la tangente de l'angle que font les versants avec le bief. La description des autres paramètres est fournie plus haut. De la même manière que pour l'écoulement de surface, dans le cas des grands bassins lorsque le temps de concentration est supérieur à un jour, seulement une partie de l'écoulement rejoint le cours d'eau.

2.1.2.4 L'écoulement de base de nappe.

Le reste de l'eau va alors s'infiltrer jusqu'à l'aquifère. Cette fraction qui atteint la nappe phréatique transite lentement jusqu'au cours d'eau. C'est cet écoulement de nappe qui vient notamment soutenir les débits à l'étiage. L'écoulement de nappe est alors exprimé de la façon suivante :

$$\begin{cases} Q_{gw} = 800 \times \eta \times \alpha_{gw} \times h_{wtbl} \\ \alpha_{gw} = \frac{1}{N} \times \ln \frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \\ h_{wtbl,i} = h_{wtbl,i-1} \times exp(-\alpha_{gw} \times \Delta t) + \frac{w_{rcharg} \times (1 - exp(-\alpha_{gw} \times \Delta t))}{800 \times \mu \times \alpha_{gw}} \end{cases} \tag{2.12}$$

où $\boldsymbol{Q_{gw}}$ est le flux de nappe journalier vers le cours d'eau (mm H_2O), η représente le drainage spécifique de l'aquifère (m.m^{-1}), $\alpha_{\boldsymbol{gw}}$ est la constante de récession du flux de nappe $\boldsymbol{h_{wtbl}}$ est la hauteur piézométrique de la nappe (m), $\boldsymbol{N}$ est le temps écoulé depuis le début de la récession de la nappe (jour), $\boldsymbol{Q_{gw,N}}$ et $\boldsymbol{Q_{qw,0}}$ décrivent respectivement les flux de nappe au jour N et au jour 0 (mm H_20), $\boldsymbol{h_{wtbl,i}}$ et $\boldsymbol{h_{wtbl,i\text{-}1}}$ sont respectivement les hauteurs de nappe au jour i et i-1 (m), $\boldsymbol{w_{rchrg}}$ est le volume d'eau qui recharge la nappe au jour i et μ correspond au drainage spécifique de l'aquifère (m.m^{-1}). Il est intéressant de voir que cet écoulement de base n'intervient alors que lorsque que la hauteur de la nappe dépasse un certain seuil.

2.1.3 Le propagation des écoulements de rivière dans SWAT.

SWAT est un modèle qui propose un routage hydrologique des débits. Deux méthodes sont disponibles. La première méthode est un transfert de masse d'eau entre les biefs amont et aval où un coefficient de stockage tamponne l'écoulement : c'est la méthode *variable storage*. L'autre méthode est une version simplifiée du modèle de Muskingum. La résolution numérique du routage est alors simple et rapide. Enfin, l'équation de GMS (Gauckler-Manning-Strickler) est utilisée pour calculer les vitesses moyennes et les débits sortants de chaque bief.

2.1.3.1 Morphologie des cours d'eau dans SWAT.

La géométrie des cours d'eau est imposée dans le modèle. Dans SWAT, les sections de bief sont considérées comme trapézoïdales. La largeur $\boldsymbol{W_{bnkfull}}$ (m) ainsi que la hauteur à plein bord $\boldsymbol{h_{bnkfull}}$ (m) (Fig. 2.4) sont déterminées par des relations empiriques faisant intervenir l'aire drainée ($\boldsymbol{DA}$) (km^2) :

$$\begin{cases} W_{bnkfull} = 1.278 \times DA^{0.6004} \\ h_{bnkfull} = 1.1291 \times DA^{0.4004} \end{cases} \tag{2.13}$$

Ces deux métriques permettent ensuite de calculer les paramètres morphologiques du cours d'eau en considérant $\boldsymbol{z_{ch}}$, l'inverse de la pente sur un bord du bief ou fruit du trapèze, égale à 2.

$$\begin{cases} W_{btm} = W_{bnkfull} - 2 \times z_{ch} \times h_{bnkfull}, & \text{si } z_{ch} = 2 \\ W_{btm} = 0.5 \times W_{bnkfull}, & \text{sinon} \\ z_{ch} = \frac{W_{bnkfull} - W_{btm}}{2 \times h_{bnkfull}} & \\ W = W_{btm} + 2 \times z_{ch} \times h_{bnkfull} & \\ A_{ch} = (W_{btm} + z_{ch} \times h) \times h & \\ P_{ch} = W_{btm} + z_{ch} \times h \times \sqrt{1 + z_{ch}^2} & \end{cases} \tag{2.14}$$

où $\boldsymbol{W_{btm}}$ est la largeur du fond du cours d'eau (m), $\boldsymbol{W}$ est la largeur du bief à un instant donné (m), $\boldsymbol{A_{ch}}$ représente la section mouillée (m^2) et $\boldsymbol{P_{ch}}$ le périmètre mouillé (m).

Le modèle SWAT permet dans une certaine mesure de gérer les crues. Ainsi, lorsque le débit dans le bief dépasse le débit à plein bord, l'excès d'eau est instantanément transféré dans la plaine d'inondation. Le lit majeur est encore de forme trapézoïdale avec une largeur de plaine $\boldsymbol{W_{FP}}$ valant cinq fois la largeur du bief à plein bord (Fig. 2.4). Toutefois, contrairement à un module hydraulique, les sections du lit mineur et de la plaine alluviale ne sont pas différenciées. Il s'en suit que les variables d'état sont calculées pour un lit majeur unique et le coefficient de rugosité de Manning est étendu à tout le lit majeur. Ainsi dans le cas des grands bassins, le changement soudain de géométrie au débordement peut entraîner une discontinuité dans le calcul des vitesses et des débits associés.

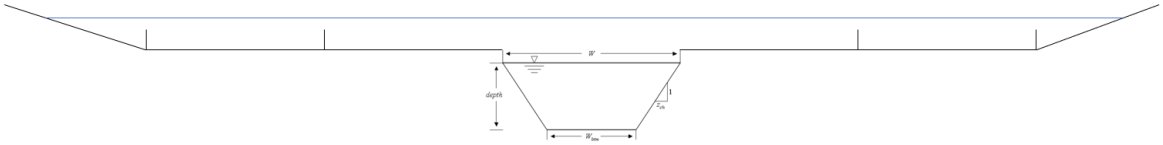


FIGURE 2.4 – Morphologie du lit mineur et structuration de la plaine d'inondation dans SWAT.

Toujours est-il, l'équation de continuité dans SWAT est définie par :

$$\Delta V = V_{in} - V_{out} - t_{loss} - E_{ch} - div + V_{link} \tag{2.15}$$

où $\Delta \boldsymbol{V}$ représente la variation de volume stockée dans le bief, $\boldsymbol{V_{in}}$ et $\boldsymbol{V_{out}}$ sont respectivement les volumes entrant et sortant du cours d'eau, $\boldsymbol{t_{loss}}$ est le volume s'infiltrant au niveau de la zone hyporhéique, $\boldsymbol{E_{ch}}$ est la quantité d'eau évaporée au niveau du cours d'eau, $\boldsymbol{div}$ est un volume qui est ajouté ou retiré du bief par dérivation et enfin $\boldsymbol{V_{link}}$ est le volume d'eau ajouté au bief par une écoulement de nappe depuis le stock accumulé sur les berges. Toutes les unités sont exprimées en m^3 par jour.

2.1.3.2 Routage des débits par la méthode *variable storage*.

Cette première approche semble être la plus rependue dans la communauté SWAT. En effet, cette dernière renvoie des résultats satisfaisants sur de très nombreux bassins versants. Par ailleurs, elle est très peu gourmande en temps de calcul et ne nécessite aucun paramètrage préalable. Ici, un temps de transit $\boldsymbol{TT}$ (s) du flux est obtenu en divisant le volume stocké dans le bief $\boldsymbol{V_{stored}}$ (m^3) par la vitesse du débit sortant $\boldsymbol{q_{out}}$ ($m^3.s^{-1}$). L'équation de continuité fait apparaître un coefficient de stockage et est considérée selon les débits moyens entrant et sortant :

$$\begin{cases} \Delta V = V_{in} - V_{out} = SC.(Q_{in} - Q_{out}) \\ \Delta V = V_{in} - V_{out} = \left(\frac{q_{in,1}+q_{in,2}}{2} - \frac{q_{out,1}+q_{out,2}}{2} \right) \times \Delta t \end{cases} \tag{2.16}$$

où $\boldsymbol{V_{in}}$ et $\boldsymbol{V_{out}}$ (respectivement $\boldsymbol{Q_{in}}$ et $\boldsymbol{Q_{out}}$) sont les volumes entrant et sortant (m^3) (respectivement les débits entrant et sortant ($m^3.s^{-1}$)) au pas de temps de la simulation, SC est le coefficient de stockage. $\boldsymbol{q_{in,1}}$ et $\boldsymbol{q_{in,2}}$ (respectivement $\boldsymbol{q_{out,1}}$ et $\boldsymbol{q_{out,2}}$) représentent les vitesses des écoulements entrants (respectivement sortant) en début et fin de simulation du pas de temps ($m^3.s^{-1}$).

2.1.3.3 Routage des débits avec la méthode de Muskingum.

La méthode de Muskingum pour le routage des débits dans SWAT, fait intervenir un coefficient de stockage $\boldsymbol{K}$ (s) propre à chaque bief. Ce dernier est déterminé par une pondération entre un coefficient de stockage à plein bord $\boldsymbol{K_{bnkfull}}$ (s) et un coefficient de stockage à 10% du

plein bord $\boldsymbol{K_{0.1bnkfull}}$ (s). Ces derniers sont estimés par application de la GMS sur la célérité de l'onde aux stages respectifs $\boldsymbol{c_{(K*)}}$ (m.s^{-1}).

$$\begin{cases} K = coef_1 \times K_{bnkfull} + coef_1 \times K_{0.1bnkfull} \\ K* = \frac{L_{ch}}{c_{K*}} \end{cases} \tag{2.17}$$

où $\boldsymbol{L_{ch}}$ est la longuer du bief (m) et $\boldsymbol{coef_1}$ ainsi que $\boldsymbol{coef_2}$ sont les coefficient de pondération. D'un point de vue plus explicite, l'équation de continuité est exprimée par :

$$V_{stored} = K.(X \times Q_{in} + (1 - X).Q_{out}) \tag{2.18}$$

où $\boldsymbol{V_{stored}}$ est le volume d'eau stocké dans le bief, $\boldsymbol{Q_{in}}$ et $\boldsymbol{Q_{out}}$ sont les débits entrant et sortant et $\boldsymbol{X}$ est un facteur de pondération déterminant le déphasage de l'écoulement entrant par rapport à l'écoulement sortant.

2.1.4 Le module de débit de SWAT-FloodPlain.

Le module de routage du modèle SWAT pose de nombreux problèmes dans le cas grand bassin-versant d'autant plus lorsque la crue est importante et subsiste une grande partie de l'année. En effet, l'application de SWAT, même calibré, sur l'ensemble du bassin amazonien ne permet pas de déphaser suffisamment l'onde de crue.

2.1.4.1 Nécessité d'un module de routage hydaulique et de plaine d'inondation.

Pour un routage hydrologique de l'eau la simulation est fortement déphasée par rapport aux observations. Ce déphasage est d'autant plus important que l'onde de crue se déplace vers l'exutoire du bassin-versant. Ainsi, s'il n'est que d'une semaine au début du Solimões, la mise en crue du fleuve arrive un ou deux mois plus tôt que prévu sur l'Amazone. Ce phénomène est dû à un effet combiné. D'une part, lors de la mise en eau, du fait que la plaine d'inondation soit mal dimensionnée et n'agisse que comme un réservoir, les volumes stockés sont insuffisants et les contraintes de cisaillement au miroir ne sont pas prises en compte ce qui ne permet pas

de ralentir raisonnablement l'onde de crue. D'autre part, des effets hydrauliques importants ne sont pas pris en compte par le modèle comme par exemple les influences avals ou encore les nombreux remous et bouchons hydrauliques présents au niveau des confluences entre les tributaires (Negro, Madeira, etc) et la branche principale (Montazem et al., 2019; Pujol et al., 2020). Afin de proposer le meilleur module de routage, il est nécessaire de s'interroger sur la part de déphasage qui est induite d'un côté par la plaine d'inondation et de l'autre par les influences hydrauliques locales.

De nombreux auteurs se sont déjà penchés sur la question, notamment dans le cas des grandes rivières amazoniennes. Paiva et al. (2013b,c) présentent dans leurs travaux, plusieurs simulations du routage des débits au niveau du Solimões et de l'Amazone (Fig. 2.5). Si le modèle MGB propose par défaut un routage hydrologique des débits, basé sur la méthode de Muskingum-Cunge, les auteurs ont ainsi implémenté dans MGB un routage hydraulique du débit selon une résolution complète des équations de Barré de Saint-Venant 1D ainsi qu'un module de plaine où l'eau est stockée lors du débordement. Les auteurs ont en outre montré que l'élément le plus important est la plaine d'inondation qui tient un rôle prépondérant sur le déphase des débits. Le routage hydraulique montre une nette amélioration de la simulation par rapport au routage hydrologique, en présence d'une plaine d'inondation, ce qui tend à montrer l'importance des influences amont et aval ainsi que des différents remous sur le routage des débits.

Ainsi, à la lumière de ces informations, le nouveau modèle SWAT-FloodPlain, développé dans cette thèse, sera constitué d'un véritable module de plaine d'inondation et proposera un routage hydraulique des débits dans le cours d'eau, basé sur les travaux de Santini (2020) sur le bassin versant de l'Ucayali. L'une des principales composantes du module est un dimensionnement correct de la plaine alluviale. En effet, le caractère empirique de la délimitation de la plaine d'inondation dans le modèle SWAT original n'est pas conforme aux dimensions grands bassins. En outre, prenons par exemple la largeur du cours d'eau à Óbidos : celle-ci varie entre 2.0 et 3.5 km. Selon SWAT, la plaine devrait avoir une largeur de 10 à 15 km ; ce qui n'est pas le cas. Rappelons que cette dernière varie autour d'une vingtaine de kilomètres vers Óbidos.

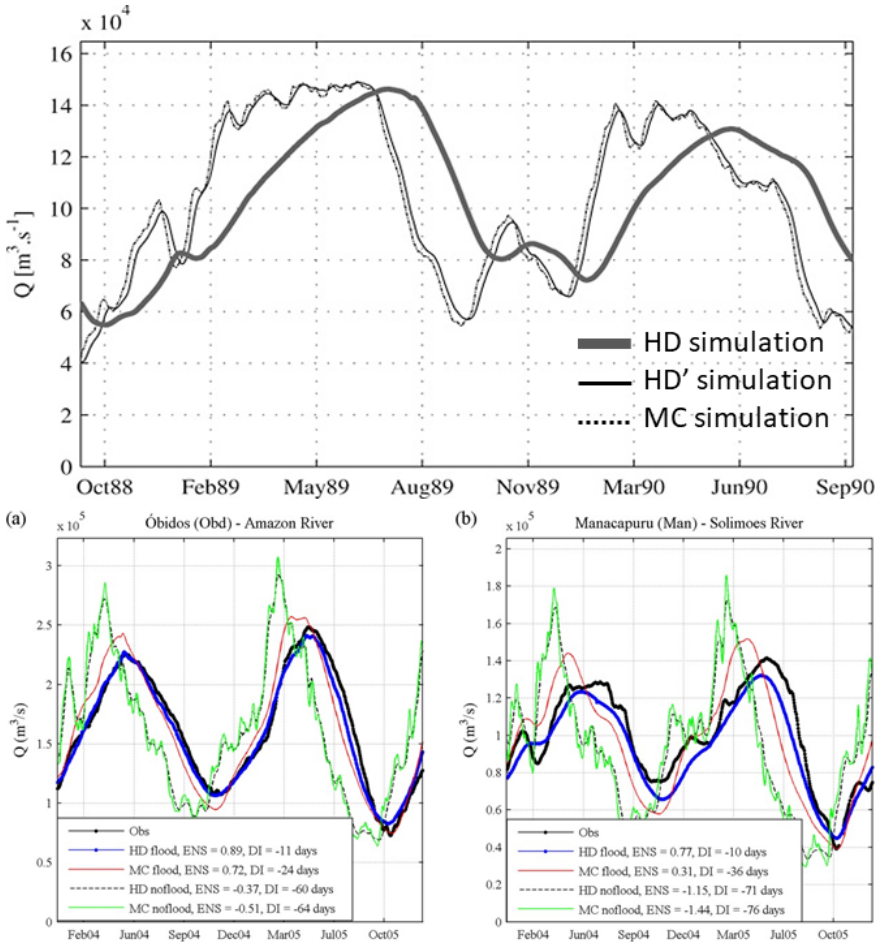


FIGURE 2.5 – Modélisations des modules de débit pour les rivières Amazone (Óbidos) et Solimões (Manacapuru) par le modèle MGB selon un routage hydraulique de type Saint-Venant prenant en compte la plaine d'inondation (HD et HD flood) ou non (HD' et HD nonflood) ou un routage hydrologique de type Muskingum-Cunge prenant en compte (MC flood) ou non (MC nonflood) la plaine alluviale. D'après (Paiva et al., 2013b,c)

De plus, comme le montre Santini (2020) dans ses travaux sur le bassin versant de l'Ucayali, les meilleures modélisations de débits sont obtenues pour des routages hydrauliques. Par ailleurs, il montre également que pour les rivières amazoniennes, celles-ci présentent un hydrogramme de crue typique (Fig. 2.6), avec une évolution particulière de la ligne d'énergie. Rappelons que les termes S_f et S_0 renvoient respectivement à la pente de dissipation d'énergie par frottement sur le lit et au forces de gravité et ils constituent des paramètres clefs de la modélisation. Avant et pendant la montée en crue, ce sont les forces de frottement qui sont prépondérantes. Cela correspond notamment d'une part à des écoulements de plaine tout le long du régime uniforme et d'autre part, à une pente de la ligne d'eau relativement élevée lors

de la montée en crue. Lors du pic de crue, S_f tend vers S_0 et les forces de gravité prennent le dessus. Parallèlement, lors de la mise en eau du lit majeur et que la ligne d'eau est parallèle à la pente du bief, l'écoulement prend un caractère torrentiel.

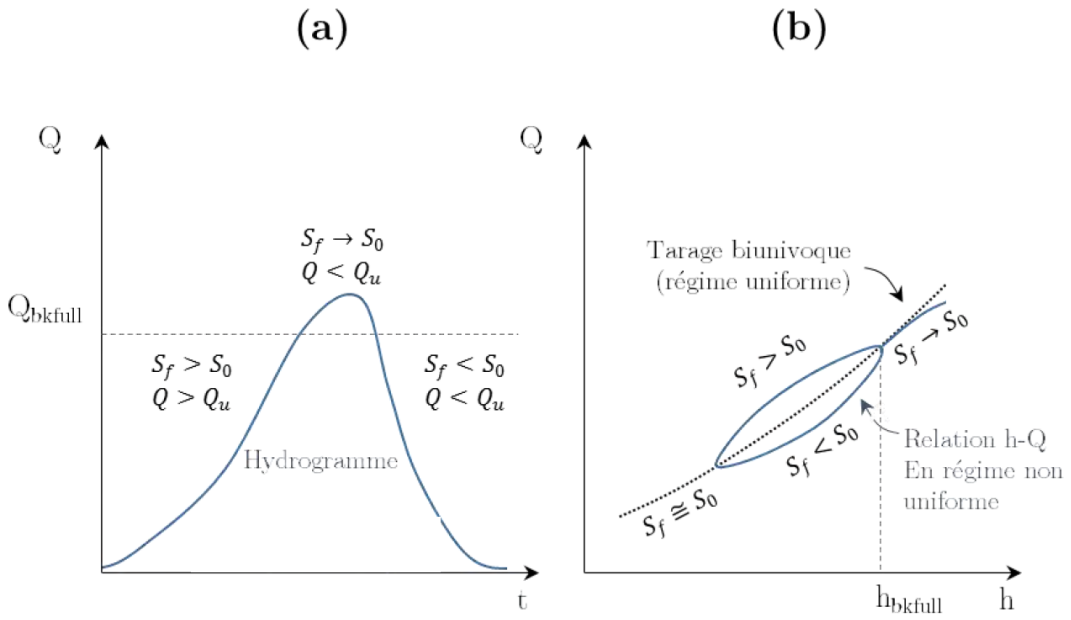


FIGURE 2.6 – (a) Croquis d'un hydrogramme typique d'une rivière amazonienne montrant l'évolution des pertes de charges (S_f) au cours d'une crue. (b) Courbe de tarage associée. Adapté de (Santini, 2020).

Ainsi, le module de routage des débits de SWAT-FloodPlain est adapté de celui développé par Santini (2020) à plusieurs exceptions prés. Le calcul du nombre de Froude (Eq. 1.5) nous renseigne sur la nature critique ou nom de l'écoulement. De façon explicite, si le nombre de Froude est inférieur ou égal à 1, le schémas utilisé pour calculer le débit est celui de l'onde diffusante. Dans le cas contraire, il s'agit de l'onde cinématique :

$$\forall t \in [1; \Delta t] = \begin{cases} \text{Si } F_r \leq 1 \implies S_f = S_0 + S_W \\ \text{Si } F_r \geq 1 \implies S_f = S_0 \end{cases} \tag{2.19}$$

où $\boldsymbol{t}$ représente le pas de temps de calcul et $\Delta_{\boldsymbol{t}}$ représente le découpage temporel d'un jour conformément à la condition de Courant. $\boldsymbol{S_W}$ représente la pente de la ligne d'eau et qui peut être approchée par la différence de hauteur d'eau entre deux points d'un bief.

2.1.4.2 Équation de continuité dans le bief avec l'ajout d'une plaine alluviale.

L'un des points majeurs du modèle SWAT-FloodPlain est la gestion de la plaine d'inondation. Dans un premier temps, comme les biefs, les plaines sont connectées les unes aux autres. Cela permet alors la possibilité d'établir un transfert de débits liquide et solide entre deux plaines consécutives amont et aval. Dans le cadre de ces formalismes, les variables morphologiques dirigeant l'inondation sont la hauteur à plein bord, la largeur de la plaine d'inondation ainsi que la pente que font les versants avec la rivière. Ici, la plaine d'inondation est assimilée à deux triangles rectangles parallèles au bief, de côté adjacent $\boldsymbol{width_{FP}}$ et de cosinus défini par l'angle α.

Deux fonctionnements sont alors implémentés dans le modèle (Fig. 2.7). Dans un premier cas, la plaine est mise en eau lorsque le cours d'eau déborde, et peut recevoir un flux venant de la plaine en amont et également en exporter vers la plaine en aval. Ainsi, le réseau de plaine alluviale se comporte, de façon très schématique, comme un réseau d'écoulement secondaire et parallèle au cours d'eau principal. Dans un autre cas, bien que toujours connectée et incluse dans le réseau de plaine, celle-ci peut simplement agir comme un réservoir et stocker l'eau provenant du bief et/ou de la plaine en amont. Il en est de même pour les sédiments. Ces échanges flux liquides et solides sont contraints par la vitesse des écoulements ainsi que les temps de résidence dans les plaines. Ceux-ci sont propres à chaque plaine et sont déterminés par rapport à leur bief associé.

Ainsi, dans le bief, l'équation de continuité devient :

$$\Delta V_{stored} = V_{in} - V_{out} - V_{flooded} + V_{return} \tag{2.20}$$

où $\boldsymbol{\Delta V_{stored}}$ est le volume d'eau stocké dans le bief, $\boldsymbol{V_{in}}$ est le volume d'eau entrant et $\boldsymbol{V_{out}}$ est le volume d'eau sortant, $\boldsymbol{V_{flooded}}$ est le volume d'eau débordé quittant le bief pour la plaine d'inondation lors de la crue et $\boldsymbol{V_{return}}$ est le volume d'eau revenant dans le bief depuis la plaine lors de la décrue. Toutes les unités sont exprimées en m^3 par unité de temps.

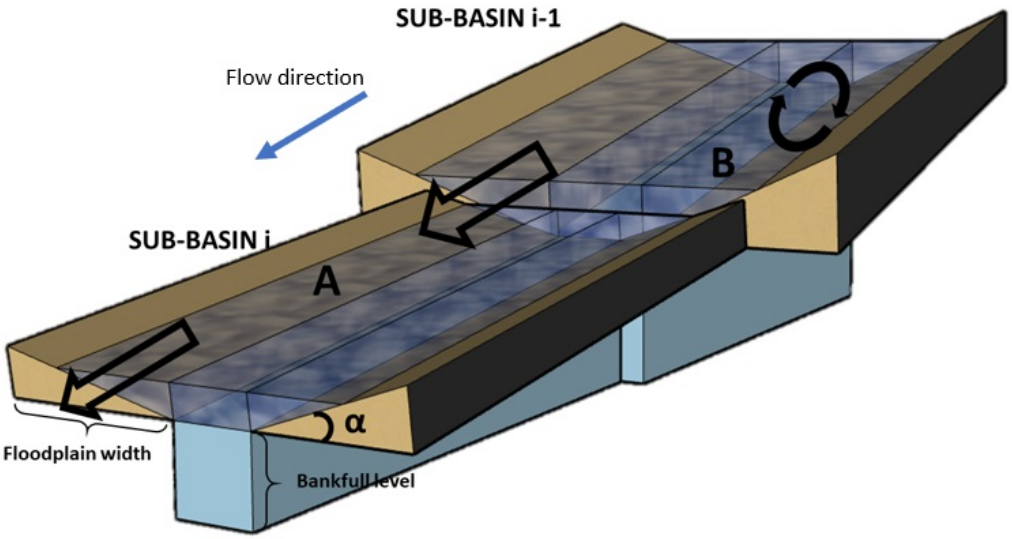


FIGURE 2.7 – Représentation conceptuelle du modèle SWAT-FloodPlain pour deux sous-bassins consécutifs. Les variables qui gouvernent la gestion de l'inondation sont ici : la hauteur à plein bord (*Bankfull level*) ainsi que la largeur de la plaine alluviale (*Floodplain width*). L'angle α désigne ici la pente que fait le versant du sous-bassin avec la rivière. Cas (A) un échange d'eau peut avoir lieu entre les plaines amont et aval. Cas (B) le temps de résidence est important et la plaine ne fait que stocker l'eau.

Cette dernière équation fait apparaître deux volumes transférés entre le bief et la plaine alluviale. Dans les deux cas de fonctionnement de plaine, ceci introduit alors également une équation de continuité pour les volumes dans la plaine d'inondation :

$$\Delta V_{Floodplain} = V_{FPin} - V_{FPout} + V_{flooded} - V_{return} \tag{2.21}$$

où $\boldsymbol{\Delta V_{Floodplain}}$ est le volume d'eau stocké dans la plaine d'inondation, $\boldsymbol{V_{FPin}}$ est le volume d'eau entrant dans la plaine ; c'est à dire reçu depuis la plaine en amont et $\boldsymbol{V_{FPout}}$ est le volume d'eau sortant de la plaine ; c'est à dire exporté vers la plaine en aval. $\boldsymbol{V_{flooded}}$ et $\boldsymbol{V_{return}}$ sont définies de la même façon que précédemment. Toutes les unités sont exprimées en m^3 par unité de temps.

Les équation de continuité dans le bief et la plaine partagent des quantités échangées : $\boldsymbol{V_{flooded}}$ et $\boldsymbol{V_{return}}$. Ces flux échangés sont intimement liés à la fois à la hauteur d'eau dans le bief et dans la plaine mais aussi à la hauteur à plein bord. En effet, $\boldsymbol{V_{flooded}} \neq 0$ si et

seulement si la hauteur d'eau dans le bief est à la fois supérieur à la hauteur à plein bord et à la hauteur d'eau dans la plaine. De la même manière $\boldsymbol{V_{return}}$ existe dans la mesure où la hauteur d'eau dans la plaine est supérieure à celle dans le bief.

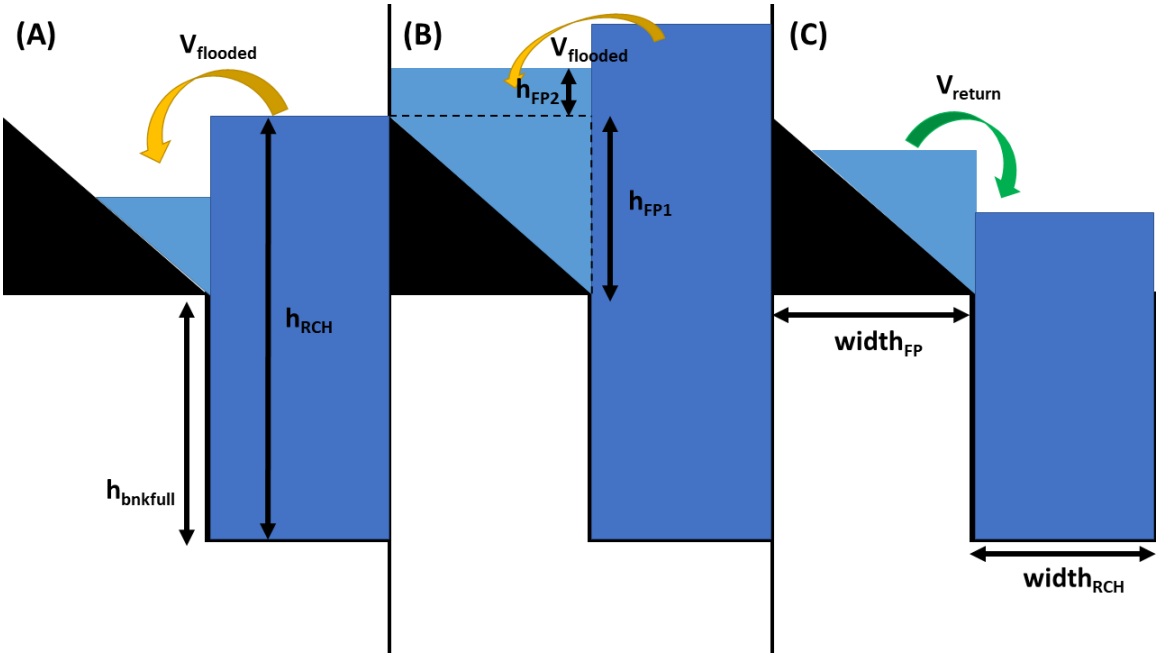


FIGURE 2.8 – Les différents processus de débordement et d'échange entre le lit mineur et la plaine dans SWAT-FP. Le volume d'eau débordant dans la plaine est fonction de la différence de hauteur d'eau entre le bief $\boldsymbol{h_{RCH}}$ et la hauteur d'eau dans la plaine quand celle-ci (A) n'a pas atteint son extension maximale. Dans la cas (B), l'eau est stockée verticalement. (C) retour de l'eau dans le cours d'eau en fonction de la valeur des hauteurs d'eau.

La Figure 2.8 recense les différents scénarii de calcul des quantités d'eau échangées entre la plaine et le bief. En ce qui concerne $\boldsymbol{V_{flooded}}$ plusieurs cas de figure se présentent où l'estimation du volume débordé dépend directement de l'état de saturation de la plaine. Rappelons que dans les formalismes employés, la plaine alluviale est assimilée à deux triangles de part et d'autre du cours d'eau. Ainsi, nous pouvons définir de façon explicite, la saturation de la plaine lorsque le volume stocké est :

$$V_{FP,max} = l_{RCH} \times \tan\alpha \times width_{FP}^2 \tag{2.22}$$

où $\boldsymbol{V_{FP,max}}$ est le volume de la plaine à saturation, c'est à dire quand l'extension est maximale (m^3), $\boldsymbol{l_{RCH}}$ est la longueur du bief (m), α est l'angle que fait le versant de la plaine avec le bief et $\boldsymbol{width_{FP}}$ est la largeur maximale de la plaine d'inondation (m).

Lorsque $\boldsymbol{V_{FP,max}}$ est atteint, la plaine alluviale peut toujours jouer son rôle et accueillir l'eau débordée du cours d'eau. Cependant, dans ce cas (Fig. 2.8 B), l'eau ne s'étale plus latéralement dans la plaine et le stockage s'effectue verticalement. Le volume stocké dans la plaine est alors défini comme :

$$V_{Floodplain} = V_{FP,max} + (width_{FP} \times h_{FP2}) \tag{2.23}$$

où $\boldsymbol{V_{Floodplain}}$ est le volume stocké dans la plaine d'inondation (m^3) et $\boldsymbol{h_{FP2}}$ est la différence entre la hauteur d'eau totale dans la plaine et $\boldsymbol{h_{FP1}}$ la hauteur d'eau à saturation (m).

2.1.4.3 Détermination des volumes échangés entre le cours d'eau et la plaine.

Notons qu'au début de chaque pas de temps de calcul, SWAT intègre le volume dans le bief comme étant la somme du volume stocké le jour précédent, du volume entrant et de la contribution des précipitations sur les versants du bassin. La détermination du volume débordé peut alors être opérée qu'importe le stade de saturation de la plaine. Ce volume est calculé comme la différence de volume avec le bief lorsque les hauteurs dans le cours d'eau et la plaine sont identiques. Mis en équation, ceci revient à :

$$V_{RCH} + V_{Floodplain} = V_{bkfl} + V_{wa} + V_{flooded} + V_{Floodplain} \tag{2.24}$$

où $\boldsymbol{V_{RCH}}$ est le volume d'eau intégré stocké dans le bief au début de chaque jour, $\boldsymbol{V_{Floodplain}}$ est le volume d'eau stocké dans la plaine avant débordement, $\boldsymbol{V_{bkfl}}$ est le volume à plein bord, $\boldsymbol{V_{wa}}$ est le volume d'eau dans le bief après débordement (ayant retranché le volume à plein bord) et $\boldsymbol{V_{flooded}}$ est le volume échangé entre le bief et la plaine. Toutes les unités sont exprimées en (m^3). Notons que même si $\boldsymbol{V_{Floodplain}}$ peut être simplifié, nous

choisissons de le garder dans l'équation afin de marquer le fait que le volume stocké dans la plaine contraint le volume débordé. De façon explicite dans le modèle, cela revient alors à déterminer la hauteur d'eau dans le bief telle que :

$$h_{RCH} = \Delta + h_{bkfl} \tag{2.25}$$

où $\boldsymbol{h_{RCH}}$ est la hauteur d'eau dans le cours d'eau après débordement (m), $\boldsymbol{h_{bkfl}}$ est la hauteur à plein bord et Δ est la solution du polynôme :

$$\frac{h_{wa}^2 \times l_{RCH}}{V_{Floodplain}} + h_{wa} \times width_{RCH} - \frac{V_{RCH} - V_{Floodplain}}{l_{RCH}} = 0 \tag{2.26}$$

où $\boldsymbol{h_{wa}}$ est l'inconnue de l'équation et représente la hauteur d'eau de débordement du cours d'eau (m), $\boldsymbol{l_{RCH}}$ est la longueur du bief (m), $\boldsymbol{width_{RCH}}$ est la largeur de section du cours d'eau (m), $\boldsymbol{V_{RCH}}$ est le volume d'eau intégré stocké dans le bief au début de chaque jour (m^3), $\boldsymbol{V_{Floodplain}}$ est le volume d'eau stocké dans la plaine avant débordement (m^3).

Ainsi, le volume débordant est :

$$V_{flooded} = V_{RCH} - (h_{wa} \times l_{RCH} \times width_{RCH}) \tag{2.27}$$

Toutefois, cette représentation du débordement ne s'est avérée satisfaisante que dans certains cas. En effet, l'application de ce formalisme à l'ensemble du bassin-versant de l'Amazone montre qu'à partir d'une certaine largeur de plaine d'inondation, typiquement supérieure à 500 mètres, des instabilités numériques se forment lors du débordement (Fig. 2.9).

Ces phénomènes sont dûs à un transfert trop rapide du volume débordé dans la plaine alluviale. En effet, dans le cas présent, le volume transite immédiatement, c'est-à-dire à la dimension du temps de calcul, depuis le bief vers la plaine. Dans le cas des larges plaines d'inondation, il se révèle absurde de considérer que la mise en eau de la *quasi* totalité du lit majeur, se fait en un ou deux jours. En effet, dans le cas du bassin-versant de l'Amazone, la pente du lit majeur est très faible : de l'ordre de 0.03% à 0.06%. Cela peut aussi être causé,

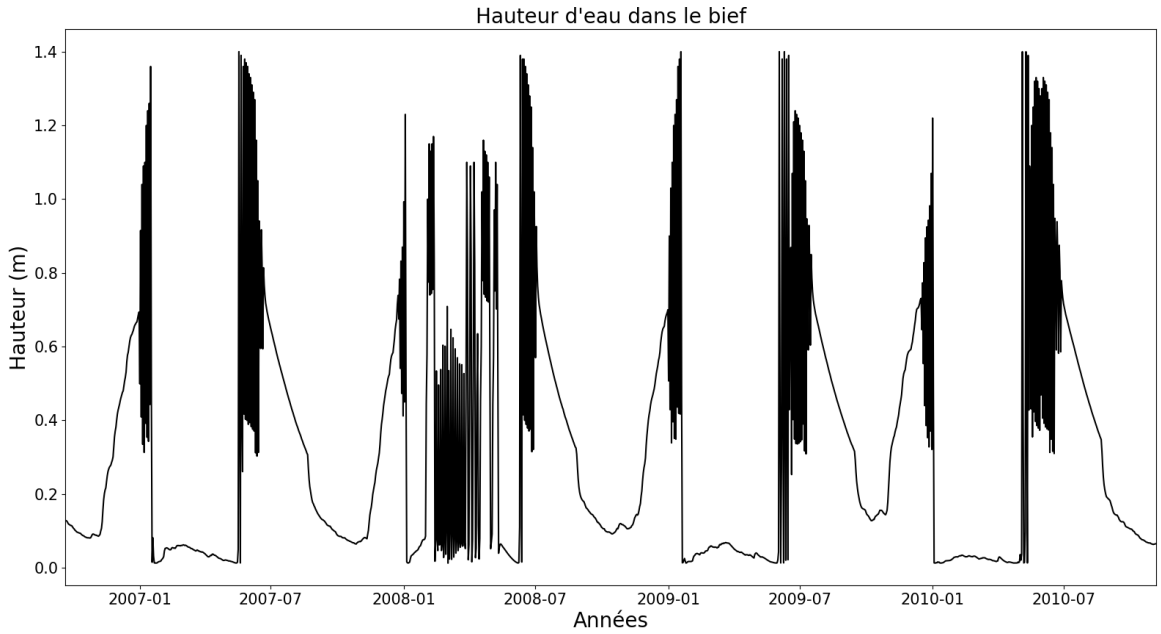


FIGURE 2.9 – Exemple d'instabilité numérique créée lors du débordement dans un bassin où la largeur de la plaine alluviale est d'environ 1 km. Cela est dû à un épanchement trop rapide de la crue dans la plaine.

dans le cas de la branche principale, par les levées de la varzea qui ne permettent à l'eau de s'épancher qu'en certains endroits. Ainsi, dans le modèle, une faible variation de la hauteur d'eau entraîne une grande variation de la largeur de la plaine en eau. Cette lente mise en eau du lit majeur est corroborée par les observations satellites (Frappart et al., 2012; Ovando et al., 2018; Tourian et al., 2018; Parrens et al., 2019; Fassoni-Andrade et al., 2021). Il est ainsi nécessaire, dans le cas des plaines dont la largeur dépasse 500 mètres, de déphaser et ralentir le transfert du volume débordé. L'approche la plus convaincante est celle qui décrit le débordement tel un déversoir latéral.

Une approche à énergie constante, proposée par Ackers (1957) permet de résoudre le problème du débit déversé. Elle se base sur l'hypothèse importante que l'énergie reste constante tout le long du seuil ; celle-ci varie lentement du fait des pertes de charges linéaires. Il est tout de même nécessaire de considérer que la pente de la ligne d'eau est très faible et que les pertes de charges le sont aussi. Cette dernière hypothèse n'est pas toujours vérifiée, mais reste quand même satisfaisante pour résoudre le problème. Il en est alors que la charge spécifique est :

$$\begin{cases} H = h_{wa} + \frac{Q^2}{2gS^2} \\ H' = h_{wa} + \frac{Q'Q}{gS^2} - \frac{Q^2.width_{RCH}}{gS^3} h_{wa} = 0 \end{cases} \tag{2.28}$$

où $\boldsymbol{H}$ est la charge spécifique et $\boldsymbol{H'}$ la charge spécifique dérivée par rapport à l'axe du bief (m), $\boldsymbol{h_{wa}}$ représente la hauteur d'eau de débordement du cours d'eau (m), $\boldsymbol{Q}$ est le débit dans le bief et $\boldsymbol{Q'}$ est le débit déversé ($m^3.s^{-1}$), $\boldsymbol{S}$ est la surface au miroir entre les deux écoulements (m^2) et $\boldsymbol{g}$ est l'accélération de pesanteur ($m.s^{-2}$).

En éliminant le débit de ces deux relations, l'équation différentielle obtenue en fonction de la hauteur d'eau dans le cours d'eau permet de déduire le débit déversé :

$$\begin{cases} h'\left(1 - \frac{2(H-h)}{S} . \frac{\partial S}{\partial h}\right) = \frac{2(H-h)}{S} . \frac{\partial S}{\partial x} - \frac{Q'\sqrt{2g(H-h)}}{gS} \\ Q' = -\frac{3}{5} n^* c \sqrt{gH^3} (y - W)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{1-W}{3-2y-W}\right)^{\frac{1}{2}} \left(1 - \Theta(\frac{3(1-y)}{y-W})^{\frac{1}{2}}\right) \end{cases} \tag{2.29}$$

en prenant $\boldsymbol{n = 2}$ le nombre de parois où s'effectue l'écoulement déversé, $\boldsymbol{c = 0.8}$ pour signifier une paroi épaisse, $\boldsymbol{W}$ et $\boldsymbol{y}$ deux variables adimensionnelles renvoyant à la hauteur de la crête et Θ l'angle associé au changement longitudinal de largeur. Une fois le débit déversé déterminé, le volume débordé dans la plaine d'inondation est alors évalué en rapportant le débit déversé $\boldsymbol{Q'}$ au pas de temps de calcul. Ainsi, de façon explicite on peut poser :

$$\begin{cases} S = (h_{wa} - h_{FP}) \times l_{RCH} \\ H = h_{wa} + \left(\frac{Q_{RCH}^2}{2gS^2}\right) \\ W = \frac{h_{FP}}{H} \\ y = \frac{h_{wa}}{H} \end{cases} \tag{2.30}$$

Lors de la décrue, ou lorsque la hauteur d'eau dans le bief est inférieure à la hauteur d'eau dans la plaine, un écoulement de retour entre la plaine et le cours d'eau à lieu. Dans ce cas, la vitesse longitudinale d'écoulement dans la plaine d'inondation tend à ralentir. En effet, les forces de pression entre la plaine et le bief deviennent prépondérantes vis-à-vis des forces de gravité. Ainsi, le volume échangé peut être modélisé de façon très satisfaisante selon

un écoulement de type vidange de réservoir. Le principe de conservation du volume entre les deux surfaces au miroir nous dit que $V_1.S_1 = V_2.S_2$. L'application du théorème de Bernouilli montre que :

$$V_2 = S_1\sqrt{\frac{2gh}{S_1^2 - S_2^2}} \tag{2.31}$$

ou de façon explicite :

$$V_{return} = lrch.\sqrt{\frac{\tan\alpha.V_{Floofplain}}{l_{RCH}}}.\sqrt{\frac{2g\left(\sqrt{\frac{\tan\alpha.V_{Floodplain}}{l_{RCH}}} - h_{RCH} - h_{bkfl}\right)}{\left(\sqrt{\frac{\tan\alpha.V_{Floodplain}}{l_{RCH}}}l_{RCH}\right)^2 - \left(l_{RCH}(h_{RCH} + h_{bkfl})\right)^2}} \tag{2.32}$$

où $\boldsymbol{V_{return}}$ est le volume d'eau échangé entre la plaine et le bief (m^3), $\boldsymbol{V_{Floodplain}}$ est le volume stocké dans la plaine (m^3), $\boldsymbol{l_{RCH}}$ est la longueur du bief (m), α est l'angle que fait le versant de la plaine avec le cours d'eau (degré), $\boldsymbol{h_{RCH}}$ est la hauteur de la colonne d'eau dans le bief (m), $\boldsymbol{h_{bkfl}}$ est la hauteur d'eau à plein bord et $\boldsymbol{g}$ représente l'accélération de pesanteur ($m.s^{-2}$).

2.1.4.4 Schémas numériques dans la plaine d'inondation.

Les formalismes des schémas numériques de la plaine d'inondation et du bief sont *quasiment* identiques, pour cette raison, nous n'expliciterons que le schéma dans la plaine. Toutefois, quelques points de divergence existent que nous allons expliquer dans un premier temps. Dans le cours d'eau, les formalismes sous-jascents exprimés dans l'équation 2.19 impliquent la nécessité soit d'une condition limite amont, soit d'une condition limite aval selon qu'il s'agisse de l'onde cinématique ou de l'onde diffusante. Dans le cas de la plaine d'inondation, la trace altimétrique la plus proche de l'exutoire non soumise à la marée se trouve à plus de 500 km dans les terres. Ainsi, pour s'affranchir de cette condition limite en aval, le schémas numérique utilisé dans la plaine est celui de l'onde cinématique. En cherchant à exprimer la section du

bief sous la forme $A = \alpha Q^{\beta}$ le système des équations de Saint-Venant (Eq. 1.12) devient :

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \iff \frac{\partial Q}{\partial x} + (\frac{dA}{dQ})\frac{\partial Q}{\partial t} = 0 \\ gA\frac{\partial h}{\partial x} = -gA(S_0 - S_f) \end{cases} \tag{2.33}$$

Dans les hypothèses d'applications de la GMS sur les pertes de charges où A la section du bief est sous la forme $A = \alpha Q^{\beta}$, il vient que :

$$\begin{cases} A = \left(\frac{nP^{\frac{2}{3}}}{\sqrt{S_f}}\right)^{\frac{3}{5}} Q^{\frac{3}{5}} \\ \alpha = \left(\frac{nP^{\frac{2}{3}}}{\sqrt{S_f}}\right)^{\frac{3}{5}} \\ \beta = \frac{3}{5} = 0.6 \end{cases} \tag{2.34}$$

Alors, en injectant la dérivée de A par rapport à Q de l'équation 2.34 dans la première partie de l'équation 2.33, il n'est plus nécessaire de résoudre simultanément deux équations, mais une seule :

$$\frac{dA}{dQ} = \alpha\beta Q^{\beta-1} \Rightarrow \frac{\partial Q}{\partial x} + \alpha\beta Q^{\beta-1}\frac{\partial Q}{\partial t} = 0 \tag{2.35}$$

Il s'agit alors maintenant de déterminer les quantités $\frac{\partial Q}{\partial x}$ et $\frac{\partial Q}{\partial t}$. Pour cela, il est nécessaire d'expliciter la quantité Q_i^j en fonction des vecteurs distance et temps sous la forme $Q(i\Delta x, j\Delta t)$. Pour ce faire, nous pouvons mettre en place un schéma aux différences finies afin de résoudre la solution. La Figure 2.10 expose le domaine de solution du problème qui est l'estimation du débit dans un repère spatio-temporel à deux dimensions. Le plan des solutions est alors constitué d'un maillage Δt et Δx. Le premier se rapporte à la condition de Courant-Friedrichs-Lewy et illustre le pas de temps du problème. Alors que le dernier représente la dimension spatiale du problème, ou en d'autre termes, la distance entre deux biefs.

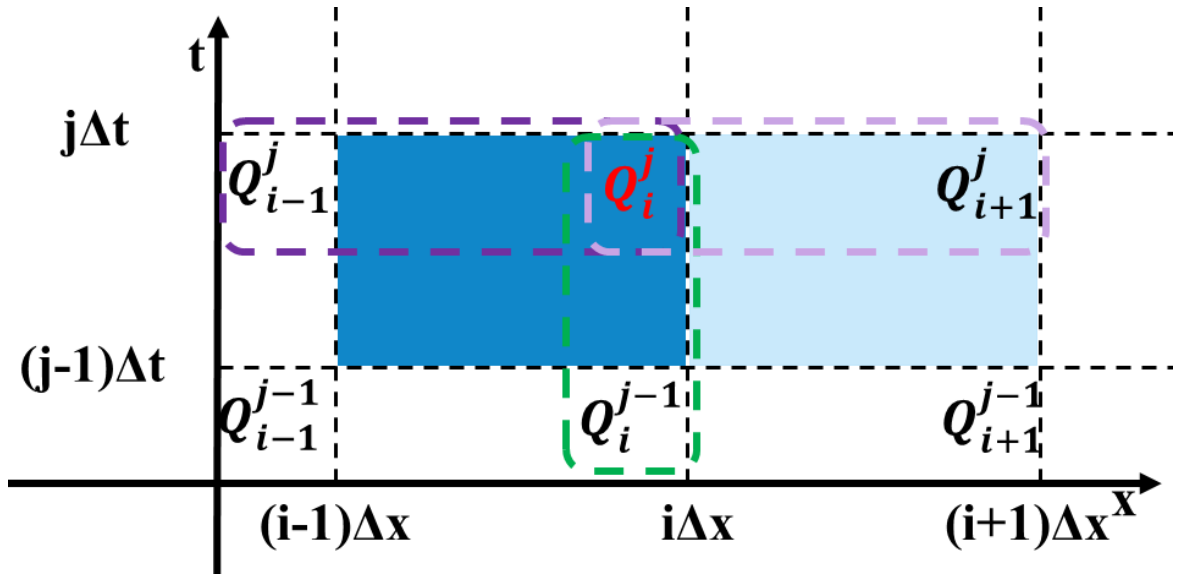


FIGURE 2.10 – Domaine de solutions explicité pour la résolution du schémas numérique de l'onde cinématique (en couleur pleine) et de l'onde diffusante (couleur pastel) dans le modèle SWAT-FP. On voit bien apparaître les conditions limites amont et aval pour chaque schéma.

Pour la résolution de la dérivée partielle selon l'axe x, trois solutions triviales apparaissent (eq. 2.36) : il est alors possible d'employer soit un décentrage vers l'arrière (équation du haut), soit un décentrage vers l'avant (équation du milieu), soit un schéma centré (équation du bas). Dans le cadre de l'onde cinématique, que ce soit dans le bief ou dans la plaine d'inondation, il s'agit d'un schéma décentré d'ordre 1 vers l'arrière (en violet sur Fig. 2.10) alors que pour l'onde diffusante dans le cours d'eau il s'agit d'un schéma décentré d'ordre 1 vers l'avant (en mauve sur Fig. 2.10).

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q^j_i - Q^j_{i-1}}{\Delta x} \\ \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q^j_{i+1} - Q^j_i}{\Delta x} \\ \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q^j_{i+1} - Q^j_{i-1}}{2\Delta x} \end{cases} \tag{2.36}$$

En ce qui concerne l'évaluation de la dérivée partielle selon l'axe t, seul un schéma décentré d'ordre 1 vers l'avant est possible, d'autant plus les modalités de fonctionnement de SWAT. Néanmoins cette approximation peut s'effectuer pour le nœud i, $i-1$ ou encore $i+1$. Nous choisirons dans cette exercice le nœud i (en vert sur Fig. 2.10).

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_i^j - Q_i^{j-1}}{\Delta t} \\ \frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_{i+1}^j - Q_{i+1}^{j-1}}{\Delta t} \\ \frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_{i-1}^j - Q_{i-1}^{j-1}}{\Delta t} \end{cases} \tag{2.37}$$

Le choix des approximations pour les dérivées partielles montre de façon plus explicite la nécessité d'une condition amont dans le cas de l'onde cinématique et d'une condition aval dans le cas de l'onde diffusante. Toujours est-il les deux schémas exigent une évaluation du bief considéré, au pas de calcul précédent. Nous pouvons alors substituer nos approximations dans l'équation 2.35. Il reste cependant à évaluer le terme $Q^{\beta-1}$. Ici le choix des valeurs à considérer est une valeur moyenne entre deux quantités connues au pas de calcul Q_{i-1}^j et Q_i^{j-1}.

$$\frac{Q_i^j - Q_{i-1}^j}{\Delta x} + \alpha\beta\left(\frac{Q_{i-1}^j - Q_i^{j-1}}{2}\right)^{\beta-1}\left(\frac{Q_i^j - Q_i^{j-1}}{\Delta t}\right) = 0 \tag{2.38}$$

qui peut aussi s'écrire :

$$\frac{\Delta t}{\Delta x}Q_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x}\overbrace{Q_{i-1}^j}^{connue} + \alpha\beta\left(\overbrace{\frac{Q_{i-1}^j - Q_i^{j-1}}{2}}^{connue}\right)^{\beta-1}Q_i^j - \alpha\beta\left(\overbrace{\frac{Q_{i-1}^j - Q_i^{j-1}}{2}}^{connue}\right)^{\beta-1}\overbrace{Q_i^{j-1}}^{connue} = 0 \tag{2.39}$$

Cette forme permet de mettre en évidence les termes de débits au niveau des nœuds connus. Il ne reste plus qu'à isoler le terme d'intérêt :

$$Q_i^j = \frac{\frac{\Delta t}{\Delta x}Q_{i-1}^j + \alpha\beta\left(\frac{Q_{i-1}^j - Q_i^{j-1}}{2}\right)^{\beta-1}}{\frac{\Delta t}{\Delta x} + \alpha\beta\left(\frac{Q_{i-1}^j - Q_i^{j-1}}{2}\right)^{\beta-1}} \tag{2.40}$$

Cette expression fait apparaître la terme $\frac{\Delta t}{\Delta x}$ qui peut s'assimiler à la condition de Courant-Friedrichs-Lewy. Dans un schéma numérique explicite il est nécessaire de vérifier cette condition afin de s'assurer la convergence des solutions des équations aux dérivées partielles et ainsi, la stabilité du schéma numérique. On entendra par stabilité du schéma numérique lorsque toute erreur (troncature, arrondi, etc) ne tend pas à s'accroître à chaque pas de temps au cours de la simulation, jusqu'à envahir toute la solution physique.

Lors de la construction du modèle, la morphologie des biefs, et donc la longueur, est imposée et ne peut pas être modifiée au cours de la simulation. Ainsi en notant $\boldsymbol{C}$ la condition de Courant-Friedrichs-Lewy :

$$C = \alpha \frac{\nu \Delta t}{\Delta x} \leq 1 \iff \Delta t \leq \alpha \frac{l_{RCH}}{\sqrt{g.h_{bkfl}}}, \text{de façon explicite} \tag{2.41}$$

où α est un coefficient défini par Bates et al. (2010) variant entre 0.2 et 0.7. Pour cette étude, des tests ont montré que la meilleure stabilité est obtenue pour $\alpha = 0.7$ sur l'ensemble du bassin. Il est toutefois important de noter que dans le modèle SWAT il n'est pas possible d'avoir deux schémas avec des conditions de Courant tournant en parallèle. Ainsi, la condition utilisée pour le module de plaine d'inondation est la même que celle dans le bief. Cette approximation demeure tout de même acceptable dans la mesure où (1) la longueur de la plaine est identique à celle du bief et (2) dans la plus grande majorité des cas, la hauteur à plein bord est bien supérieure à la hauteur d'eau maximale de la plaine, ce qui assure alors la stabilité du schéma numérique.

De façon explicite, le schéma numérique de l'onde diffusante dans le bief s'exprime alors comme :

$$\begin{cases} A_{RCH} = h_{RCH} \times width_{RCH} \\ P_{RCH} = 2 \times h_{RCH} + width_{RCH} \\ U_{RCH} = \dfrac{\left(\frac{A_{RCH}}{P_{RCH}}\right)^{\frac{2}{3}} \sqrt{S_f}}{CH_{N2}} \\ V_{out} = A_{RCH}.U_{RCH} \times \Delta t \end{cases} \tag{2.42}$$

où $\boldsymbol{A_{RCH}}$ est la section mouillée du bief (m^2), $\boldsymbol{P_{RCH}}$ est le périmètre mouillé du bief (m), $\boldsymbol{h_{RCH}}$ est la hauteur d'eau dans le bief peu importe le stade considéré (m), $\boldsymbol{width_{RCH}}$ est la largeur du cours d'eau (m), $\boldsymbol{U_{RCH}}$ est la vitesse de l'écoulement dans le bief ($m.s^{-1}$), $\boldsymbol{CH_{N2}}$ est le coefficient de Manning dans le bief ($m^{-1/3}.s^1$) et $\boldsymbol{V_{out}}$ est le volume d'eau quittant le bief (m^3) pendant le pas de temps imposé par la condition de Courant Δt. Dans le cas de l'onde diffusante, $\mathbf{S}_f = \mathbf{S}_0 + \mathbf{S}_W$ où $\mathbf{S}_0$ est égale à la valeur de la pente du bief et $\mathbf{S}_W = 2.\frac{h_{RCHi} - h_{RCHi+1}}{lrch_i + lrch_{i+1}}$.

En ce qui concerne l'onde cinématique de la plaine d'inondation, tant que cette dernière n'est pas saturée, les quantités explicites sont :

$$\begin{cases} A_{FP} = \frac{h_{FP}^2 \cos\alpha}{2.\sin\alpha} \\ P_{FP} = h_{FP}.\left(1 + \frac{1}{\sin\alpha}\right) \\ U_{FP} = \frac{\left(\frac{A_{FP}}{P_{FP}}\right)^{\frac{2}{3}} \sqrt{S_0}}{CH_{N3}} \\ V_{FPout} = A_{FP}.U_{FP} \times \Delta t \end{cases} \tag{2.43}$$

où les paramètres hydrauliques de la plaine représentent les mêmes notions que pour le bief, $\boldsymbol{h_{FP}}$ est la hauteur d'eau dans la plaine (m), $\boldsymbol{S_0}$ est la pente de la plaine d'inondation prise identique à celle du cours d'eau adjacent et $\boldsymbol{CH_{N3}}$ est un coefficient introduit pour ce module. Il est assimilable à un coefficient de Manning dans la plaine d'inondation ($m^{-1/3}.s^1$).

Dans le cas où la plaine a atteint son extension maximale, les formalismes deviennent alors :

$$\begin{cases} A_{FP} = width_{FP}.(h_{FP1} + 2.h_{FP2}) \\ P_{FP} = 2.\left(\frac{h_{FP1} + h_{FP2}}{\sin\alpha}\right) + (2.width_{RCH}) + (2.width_{FP}) \end{cases} \tag{2.44}$$

où $\boldsymbol{h_{FP1}}$ correspond à la hauteur d'eau quand la plaine atteint son extension maximale (m), $\boldsymbol{h_{FP2}}$ la hauteur d'eau dans la plaine (m) qui vient alors s'ajouter (Fig. 2.8) et $\boldsymbol{width_{FP}}$ est l'extension maximale de la plaine d'inondation (m). La vitesse ainsi que le volume sortant restent inchangés.

Comme discuté dans le chapitre 1.5, lors de la mise en eau du lit majeur, des contraintes de cisaillement se forment à l'interface entre le bief et la plaine d'inondation. Ces pertes de quantité de mouvement impactent directement l'estimation des débits liquides et solides et provoquent une discontinuité des relations hauteur-débit. Classiquement, afin de prendre en compte l'augmentation de la résistance à l'écoulement lors de la crue, un coefficient variable de Manning est mis en place pour le lit majeur (Nicollet and Uan, 1979). Dans les formalismes adoptés, nous avons choisi d'utiliser une vitesse moyenne entre le bief et la plaine, pondérée par les sections mouillées, pour prendre en compte les pertes de charges au miroir.

$$U_{moy} = \frac{(U_{RCH}.A_{RCH}) + (U_{FP}.A_{FP})}{A_{RCH} + A_{FP}} \tag{2.45}$$

où $\boldsymbol{U_{moy}}$ est la vitesse moyenne de l'écoulement dans le bief et la plaine (m.s^{-1}), $\boldsymbol{U_{RCH}}$ (respectivement $\boldsymbol{U_{FP}}$) est la vitesse de l'écoulement dans le bief (respectivement dans la plaine) (m.s^{-1}) et $\boldsymbol{A_{RCH}}$ (respectivement $\boldsymbol{A_{FP}}$) représente la section mouillée du bief (respectivement de la plaine) (m^2). Cette relation fait apparaître une modification progressive de la vitesse de l'écoulement à mesure que la crue s'épanche dans la plaine. Il n'est pas absurde de considérer cette expression qui fait écho à une réalité dans laquelle la résistance à l'écoulement augmente au fur et à mesure de la mise en eau du lit majeur. Notons cependant une limite majeure : dans le cas de la branche principale de l'Amazone, où la plaine d'inondation s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres ; il est inexact de considérer une vitesse uniforme de l'écoulement dans le lit majeur sur l'ensemble de la section.

2.2 Détermination de l'extension maximale de l'inondation.

Dans les chapitres précédents, nous avons souligné l'importance de la plaine d'inondation en temps que composante de la modélisation dans le cas du bassin-versant de l'Amazone. Ainsi, une représentation adéquate de la plaine est fondamentale d'une part afin de représenter le plus fidèlement les processus en cours, mais aussi pour dimensionner de façon correcte les flux mis en jeux dans les inondations. En parallèle des produits disponibles issus de la télédétection, les dernières décennies ont vu émerger des méthodes de délimitation automatiques de la plaine alluviale basées sur le MNT (Noman et al., 2001). En ce qui concerne notre étude, nous avons voulu dans un premier temps confronter les modélisations issues d'une détermination théorique de la plaine alluviale avec une délimitation fournie par des observations de télédétection.

2.2.1 Détermination de l'extension de la plaine alluviale via une méthode théorique.

Dans un premier temps, nous avons voulu tester les résultats obtenus par une délimitation automatique de la plaine d'inondation. La méthodologie utilisée est adaptée de Rathjens et al. (2015). En outre, cette dernière aurait été utilisée dans la prochaine itération du modèle SWAT (SWAT+) afin de combiner la délimitation de la plaine avec les HRU qu'elle recoupe pour construire de nouvelles unités du paysage : LSU (LandScape Unit). De façon très schématique, cette méthodologie se base sur la courbure du MNT. Le modèle considère comme zone inondable, la zone comprise entre le cours d'eau et la première rupture de pente via le calcul d'un coefficient. Ce dernier varie entre 0 et 1 et permet de séparer la plaine du versant selon un griddage pré-établi (et modifiable par l'utilisateur).

La détermination de ce coefficient de discrimination des unités du paysage repose sur les concepts de zones hydrologiquement sensibles, définis par Walter et al. (2000); Agnew et al. (2006) , les différentes typologies de tête de cours d'eau (Montgomery, 1994) ainsi que la détection des têtes de cours d'eau (Jaeger et al., 2007). Il est important de noter que les zones hydrologiquement sensibles sont définies dans un bassin-versant comme les zones où le ruissellement est le plus propice. Dans leur étude, Agnew et al. (2006) ont utilisé un indice topographique afin de déterminer ces zones. Il est défini comme :

$$\lambda_i = \ln\left(\frac{A_i}{\tan(\beta_i).K_i.Zi}\right) \tag{2.46}$$

avec $\boldsymbol{i}$ variant de 1 à n, n étant le nombre de cellules composant le bassin-versant. λ_i défini l'indexe topographique (j.m^{-1}), $\boldsymbol{A_i}$ représente la part contribuant de la pente par unité de longueur de contour (m), β_i est l'angle local de la pente, $\boldsymbol{K_i}$ est la conductivité hydraulique moyenne du sol (m.j^{-1}) et $\boldsymbol{Z_i}$ représente la profondeur du sol (m). Ainsi, cet indicateur est facilement calculable dans SWAT en utilisant les couches de sol et le MNT.

Qui plus est, les têtes de bief forment une limite entre les pentes du versant et le cours d'eau et définissent le début du bief d'après Montgomery (1994). Ces derniers ont pu alors être classifiés soit par une transition graduelle d'un ruisseau vers la rivière soit par une transition abrupt. Toujours est-il, en fonction des conditions pédoclimatiques du bassin-versant, un type est plus dominant que l'autre et deux variations normalisées de l'indice λ permettent de le caractériser :

$$\lambda^a_{norm,i} = \frac{\lambda_i}{max_{i=1,\ldots,n}(\lambda_i)} \tag{2.47}$$

$$\lambda^g_{norm,i} = \frac{\lambda_i - min_{i=1,\ldots,n}(\lambda_i)}{max_{i=1,\ldots,n}(\lambda_i) - min_{i=1,\ldots,n}(\lambda_i)} \tag{2.48}$$

où $\lambda^a_{norm,i}$ est utilisé pour les bassins-versants prédominés par des transitions abruptes alors que $\lambda^g_{norm,i}$ pour ceux à transitions graduelles.

Finalement, ces deux indicateurs sont ajustés afin de mieux représenter la localisation spatiale des points sources dans le bassin-versant. De ce fait, le coefficient de densité de drainage (DD [km^{-1}] est utilisé afin de corriger les indices $\lambda^a_{norm,i}$ et $\lambda^g_{norm,i}$. La densité de drainage est définie comme la longueur de tous les biefs d'un bassin divisée par la surface drainée (km^2) :

$$DD \approx \frac{\sum_{i=1}^{n} \lambda^a_{DD,i} l_i}{DA} \approx \frac{\sum_{i=1}^{n} \lambda^g_{DD,i} l_i}{DA} \tag{2.49}$$

où $\boldsymbol{l_i}$ est le périmètre de la cellule de calcul (km).

Il est important de souligner que l'avantage de cette méthodologie est aussi son principal inconvénient. En effet, dans sa version SWAT+, cet outil ne nécessite que la couche de MNT pour fournir la délimitation de la plaine d'inondation. Il fournit alors des résultats satisfaisants, dans la plus grande majorité des cas, et peut être très facilement appliqué sur l'ensemble des bassins-versants de la planète. Cependant, cette méthodologie est très dépendante de la résolution ainsi que de la qualité du MNT employé. Bien que ces deux derniers points aient toutefois un impact négligeable dans le cas des zones extrêmement plates (cf la plaine du Mamoré), on notera que dans le cas des rivières où la plaine alluviale est encaissée dans une vallée fluviale, son estimation est plus compliquée. De plus, étant basée *uniquement* sur le MNT, la plaine alluviale est au final statique et ne permet pas de prendre en compte par exemple un remodelage de la zone inondée ou encore la migration du cours d'eau. Enfin, cette délimitation reste avant tout théorique et donne principalement accès à la zone maximale potentiellement inondable, ou encore l'extension maximale du lit majeur. Comme vu dans le chapitre précèdent, la réalité des plaines alluviales, notamment pour le système amazonien, est bien plus complexe avec des écoulements de retour vers le lit mineur variable. Une approche future intéressante pourrait être de partitionner cette méthodologie selon les temps de retour de l'eau par la nappe, comme proposée par Sun et al. (2016).

2.2.2 Détermination de l'extension de la plaine alluviale avec le produit Surface WAter Fraction - High Resolution (SWAF-HR).

Parallèlement, la délimitation de l'extension de la plaine d'inondation a été implémentée dans le modèle via les produits de télédétection. Le choix de l'outil utilisé a été fait en prenant en compte les caractéristiques, les avantages et les inconvénients de chacun (cf. $ 1.4). La Table. 2.1 résume l'ensemble des caractéristiques des capteurs et missions destinés à l'observation des surfaces en eau.

Technologie	Résolution Spatiale	Temps de Revisite	Météo	Impact de la Végétation	Référence
Optique	Très haute résolution (m)	Faible	Bloqué nuages	Faible	Abarca-Del-Rio et al. (2012); Yamazaki et al. (2015)
SAR	Haute résolution (10m)	Faible	Peu sensible	Peu sensible	Hess et al. (2003b)
Micro-ondes	Faible (km)	Haute	Peu sensible	Très peu sensible	Papa et al. (2010)

TABLE 2.1 – Résumé des caractéristiques des différents capteurs et missions destinés à l'observation spatiale des surfaces en eau. D'après une présentation de F. Frappart (LEGOS)

Dans le cas du système amazonien, la couverture nuageuse, particulièrement dense lors des crues, ainsi que la couverture de la végétation sont des points charnières dans le choix du produit à utiliser. Ces contraintes nous ont poussé à nous tourner alors vers la mission Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) et plus particulièrement les produits Surface WAter Fraction High Resolution (SWAF-HR) développés par les équipes du CESBIO.

Le satellite SMOS fût lancé en Novembre 2009 par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), et est la première mission à fournir une mesure globale de la température de brillance (TB) en bande-L. Cela permet entre autre de mesurer la salinité des océans ainsi que l'humidité des sols (Kerr et al., 2016). La charge utile de SMOS comprend l'instrument MIRAS, pour Microwaves Imaging Radiometer using Aperture Synthesis, un radiomètre interféromètre 2-D à micro-ondes passif opérant en bande-L entre 1400 et 1427 MHz (Kerr et al., 2010) fonctionnant à

1.413 GHz et de longueur d'onde de 21 centimètres. Le satellite orbite à une altitude de 757 km et mesure la TB émise par la Terre selon un angle d'incidence variant entre 0° et 55° avec une fauchée de 1 000 km et une résolution au sol de 35 km à l'équateur. Les caractéristiques de SMOS, qui sont intéressantes dans le cadre de notre site d'étude, sont alors son faible temps de revisite (trois jours pour cartographier l'ensemble du bassin-versant de l'Amazone), ainsi que la capacité de la bande-L à pénétrer à travers la canopé.

Dans le produit SWAF, Parrens et al. (2017) ont développé une méthodologie qui permet de retrouver la fraction en eau libre sous la végétation dense, en particulier dans le cas de la forêt alluviale. Dans ce cas, la constante diélectrique impacte directement les émissions micro-ondes des différents corps ; les pixels sont supposés être constitués uniquement d'eau, de forêt ou de sol (Fatras et al., 2021). Ainsi, la TB d'un pixel est constituée de la TB de l'eau et de la TB de la forêt. La fraction en eau d'un pixel est alors le rapport la contribution de la TB de la forêt dans la TB d'un pixel et la différence de contribution de TB entre l'eau et la forêt :

$$SWAF(\theta, p) = \frac{TB(\theta, p)_{tot} - TB(\theta, p)_{foret}}{TB(\theta, p)_{eau} - TB(\theta, p)_{foret}} \tag{2.50}$$

où θ représente l'angle d'incidence du satellite, $\boldsymbol{p}$ la polarisation (Verticale ou Horizontale). Dans leur étude, Parrens et al. (2017) montreront la capacité du produit SWAF à suivre la dynamique saisonnière des inondations sur le système amazonien, en particulier sur les grandes plaines, comme celle du Mamoré. Il est tout de même important de souligner que les techniques d'interférométries passives possèdent plusieurs limitations en ce qui concerne les régions où la topographie est complexe (Mialon et al., 2008). Ainsi, le produit SWAF n'est pas disponible typiquement pour les zones estuariennes ainsi que les zones de montagnes. Dans notre cas, la version du produit SWAF qui aurait pu être utilisée, serait une systhèse hebdomadaire des données journalière entre 2011 et 2016 en polarisation Verticale selon un angle d'incidence de 32°±5° (Al Bitar et al., 2017). Les données SWAF sont alors une estimation du pourcentage de l'étendue des corps en eau dans un pixel de la grille où sont projetées les données SMOS : EASE2.

Néanmoins, la très faible résolution du produit (25km x 25km) est un frein non négligeable à l'effort de modélisation car il ne permet pas une délimitation précise de la zone inondée. Rappelons que SWAF donne la fraction du pixel qui est inondée, sans information complémentaire sur la spatialisation. C'est alors sa version haute résolution qui a été implémentée dans le modèle (1km x 1km). Nous allons décrire rapidement la méthodologie utilisée, pour plus d'informations se référer à Parrens et al. (2019).

La passage à la version haute résolution (ou *downscaling*) basée sur les travaux de Bwangoy et al. (2010) et Fluet-Chouinard et al. (2015) et prend en entrées les données SWAF ainsi que des données auxiliaires à haute résolution : la base de données GWSO (Pekel et al. (2016) - `https://global-surface-water.appspot.com/`) ainsi que le MNT Multi-Error-Removed-Improved-Terrain (MERIT - Yamazaki et al. (2017) - `http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/MERIT_DEM/`). La procédure de *downscaling* vient déterminer dans un premier temps les pixels haute résolution inondés, sur la base des probabilités d'inondation puis sur le MNT. Enfin, une fenêtre glissante spatiale vient lisser le résultat.

La Figure. 2.11 expose le produit SWAF-HR sur le bassin versant de l'Amazone calculé sur la période 2010 - 2016. Ce dernier montre en définitive une probabilité d'inondation pour chaque pixel. Il est particulièrement intéressant de remarquer que les grandes plaines alluviale du bassin-versant sont bien représentées avec : au Nord la plaine du Branco, la plaine du Mamoré au Sud et enfin, la plaine centrale de l'Amazone. Dans le cas de notre étude, nous avons considéré l'extension maximale potentielle de la plaine alluviale ; ou en d'autres termes, une probabilité d'inondation de SWAF-HR supérieure à 1%. Ce choix est un compromis entre un dimensionnement réaliste de la plaine et la possibilité de prendre en compte les évènements extrêmes. La largeur de la plaine est ensuite associée à chaque sous-bassin de SWAT en faisant l'hypothèse que les largeurs sont homogènes de part et d'autre du bief. Un exercice pertinent pour une continuité, serait d'intégrer un dimensionnement dynamique et plus réaliste de la plaine alluviale dans la modélisation. Mais cela relève plus d'un exercice d'assimilation de données.

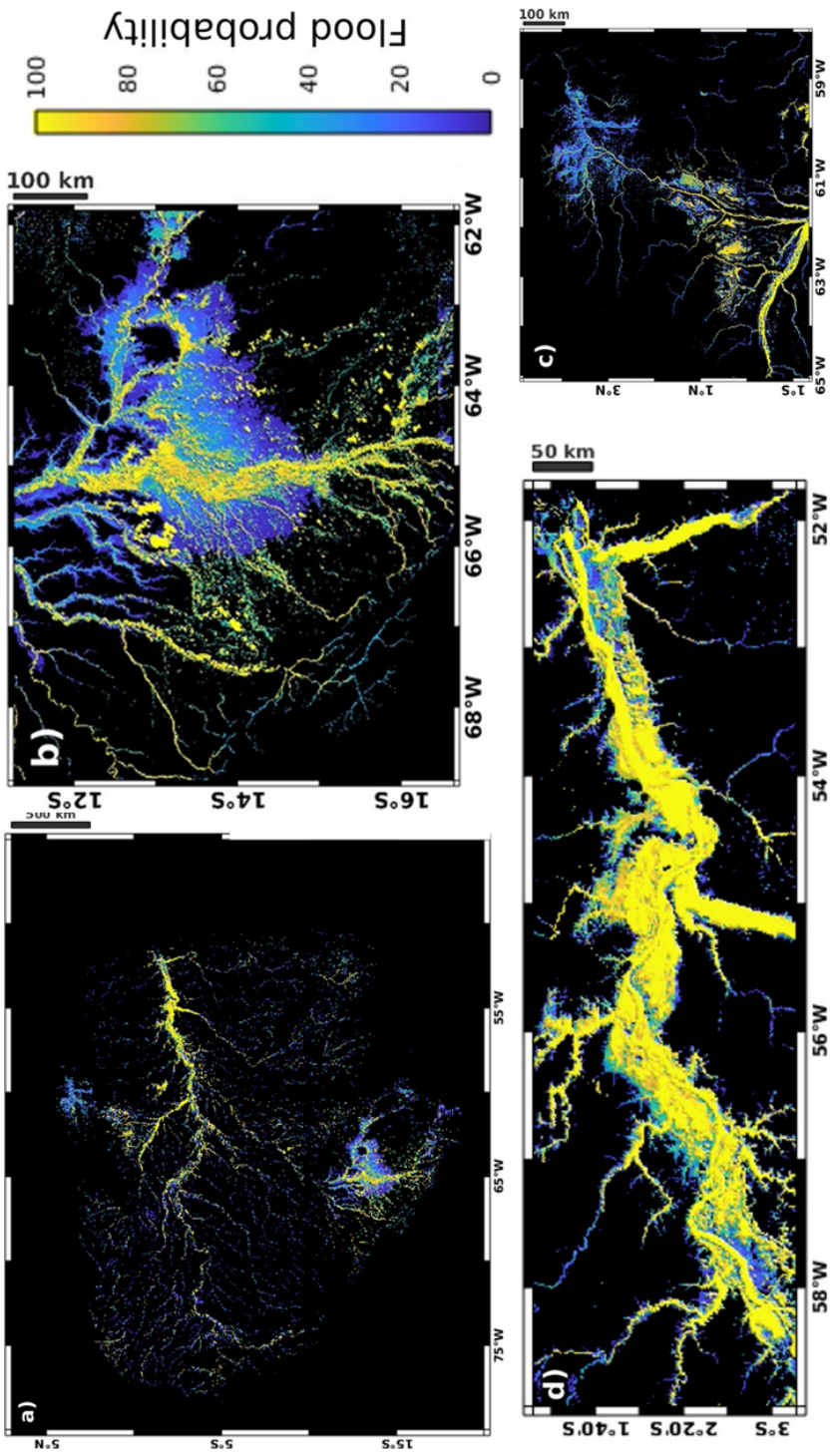


FIGURE 2.11 – Surface WAter Fraction - High Resolution (SWAF-HR). Probabilité des inondations sur la période 2010 - 2016 sur l'ensemble de l'Amazone. D'après Parrens et al. (2019).

2.3 Correction de la hauteur à plein bord par altimétrie.

Les formalismes de calcul des débits et de la mise en place des processus d'inondation dans le modèle SWAT-FP mettent en évidence l'importance et la sensibilité du paramètre de la hauteur à plein bord. Ce dernier déclenche en effet la mise en haut de lit majeur lorsque la hauteur d'eau dans le bief le permet. Ainsi, il est plus qu'important d'avoir une estimation correcte de ce paramètre. Le point majeur est qu'il assure la bonne temporalité de l'inondation. En effet, une différence Δ dans la hauteur à plein bord entraîne un débordement qui se produit quelques jours, voire quelques semaines, plus tôt ou plus tard. De facto, il est aussi garant de la quantité d'eau contenue dans la plaine alluviale.

Cependant, le calcul des paramètres géomorphologiques des biefs fait appel à des principes empiriques (cf. équation 2.13). Bien que ceux-ci soient dans une certaine mesure tributaires de la qualité et de la précision du MNT, c'est avant tout l'aire drainée pour la section de bief considérée, qui conditionne l'estimation de la hauteur à plein bord. Dans le cas du bassin-versant de l'Amazone, cela pose un problème non négligeable. En effet, lorsque l'aire drainée commence à tendre vers des valeurs trop importantes, ce qui est typiquement le cas pour la branche principale et pour les sections des affluents majeurs, les métriques utilisées ne sont plus pertinentes et renvoient des estimations incohérentes. Prenons par exemple la section de bief associée à la station d'Óbidos : SWAT estime une profondeur de cours d'eau et donc un hauteur à plein bord d'environ 60 mètres. Autant dire que dans cette configuration, le cours d'eau ne déborde jamais car la hauteur d'eau ne dépasse pas cette limite.

Dans un souci de représenter au mieux les processus impliqués dans le débordement ainsi que les quantités stockées dans les plaines, il apparaît nécessaire de corriger l'estimation de la hauteur à plein bord sur l'ensemble du bassin Amazone. Plutôt que de réfléchir à une méthodologie visant à corriger les métrique utilisées, il est plus intéressant dans notre cas de se servir de l'altimétrie spatiale afin de corriger directement les hauteurs à plein bord. Dans cet exercice, nous avons préféré utiliser les données Jason-2 et Jason-3. Malgré le fait que Sentinel-3A offre plus de stations virtuelles sur le bassin-versant, deux points viennent entraver son utilisation ici. Tout d'abord, les chroniques de hauteur d'eau ne sont disponibles que depuis 2016. Par ailleurs, la période entre deux acquisitions est relativement longue (21

jours), ce qui induit alors une faible densité de points pour chaque station virtuelle. À l'inverse, les séries temporelles de hauteurs d'eau Jason offrent une densité bien plus importante du fait de la période d'exploitation et du temps de revisite du satellite. Ceci permet alors une bonne estimation de la dynamique hydrologique de la section du bief et ainsi la possibilité de déterminer le plein bord.

La Figure 2.12 permet d'illustrer la méthodologie développée. La partie (A) de la figure expose le profil altimétrique pour Jason-2 / Jason-3 de la trace 152 au niveau de l'Amazone, peu avant la confluence avec le Madeira. Le code couleur représente la valeur du coefficient de retrodiffusion pour chaque mesure. On rappelle que plus ce coefficient est élevé (rouge dans ce cas) plus la cible du satellite a renvoyé d'énergie et est donc probablement de l'eau. Pour la partie (B) de la figure, le code couleur se rapporte au jour de l'année de l'acquisition de la mesure. Enfin, la partie (C) montre l'image Google Earth de la section prise en compte avec en rouge la trace altimétrique. Tout d'abord, cette figure est particulièrement intéressante car elle permet d'appréhender toute la complexité fluviale de l'Amazone. En effet, en comparant avec la partie (A) et la partie (C) de la figure, les zones en rouge montrent la répartition de l'eau sur le transect. Le milieu du cours d'eau se trouve à $-3.24°$ de latitude et correspond à des zones possédant une forte rétrodiffusion tout au long de l'année. Immédiatement à la gauche/nord du fleuve, on trouve une zone alluviale caractérisée sur la partie (C) par une structure faite de by-passes et de lacs d'inondation (FP.N). Sur la partie (A) ceci est retranscrit par une zone où l'intensité de la rétrodiffusion varie à la fois au cours de l'année et en fonction de la hauteur d'eau, avec des coefficients plus faibles à des hauteurs plus faibles. Une interprétation classique est donc une zone hétérogène en terme de cibles hydrologiques ce qui conduit à une diminution de la rétrodiffusion. Lorsque l'inondation survient et submerge la plaine, la zone se comporte davantage comme un miroir, ce qui conduit à des coefficient de rétrodiffusion plus importants et comparables à ceux des plans d'eau usuels. Le même constat peut être fait pour la zone alluviale sud adjascente au fleuve (FP.S). Notons tout d'abord que cette dernière s'étend sur une largeur de plus de 20 km. Du fleuve jusqu'à la plaine, différentes structures se succèdent :

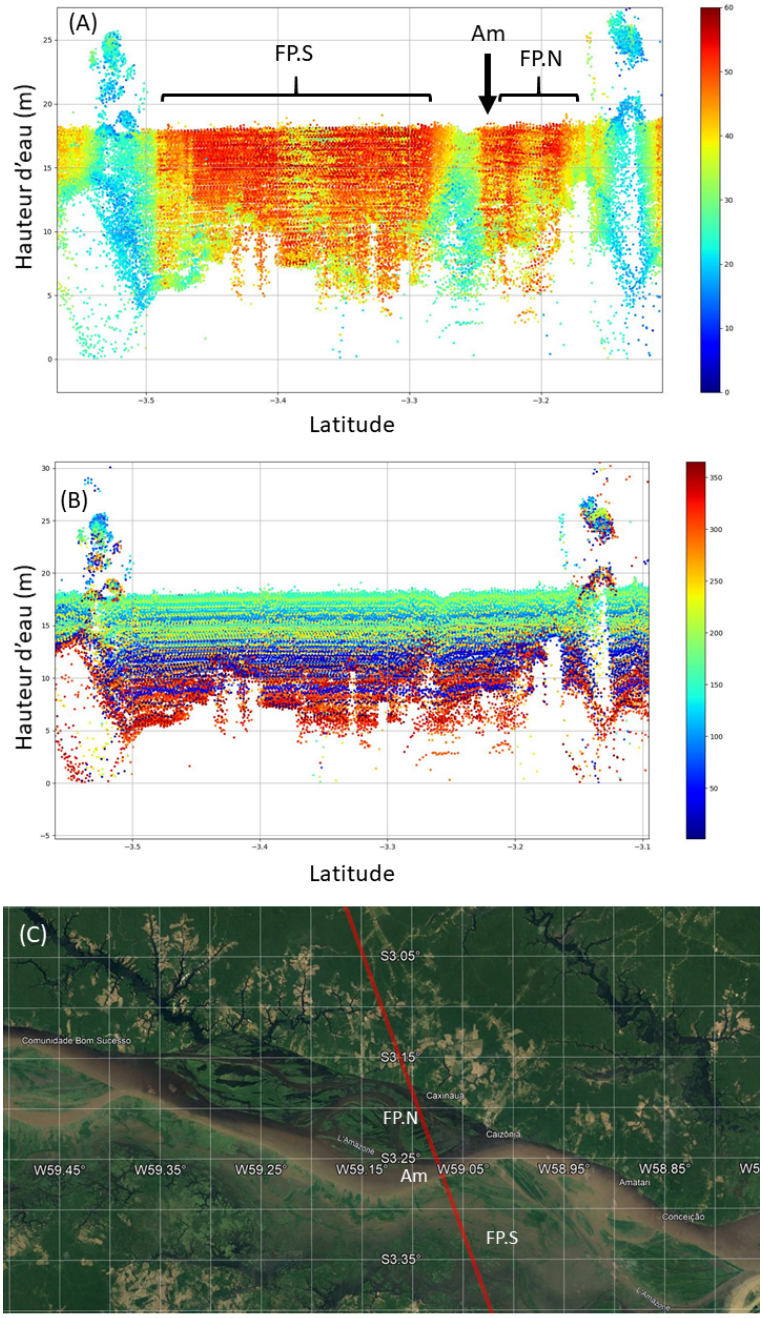


FIGURE 2.12 – Profil altimétrique pour Jason-2 / Jason-3 de la trace 152 au niveau de l'Amazone, peu avant la confluence avec le Madeira. Le code couleur représente la valeur du coefficient de retrodiffusion pour chaque mesure (A) ou le jour de l'année d'acquisition de la donnée (B). (C) Image Google Earth localisant l'Amazone (Am) ainsi que les zones alluviales adjascentes au nord (FP.N) et au sud (FP.S).

Sur la partie (A), la première structure apparaît comme une zone avec une rétrodiffusion relativement faible (autour de 25 dB en moyenne). Il s'agit de la levée séparant le fleuve de la basse terrasse. Un point intéressant à relever également ici est l'augmentation de la retrodiffusion sur cette zone quand la hauteur augmente (autour de 40 voire 50 dB vers 18 m). Cela pourrait correspondre au moment où le fleuve déborde effectivement du lit mineur et l'eau passe au dessus de la levée. Cela est supporté par la figure (B) où de mêmes hauteurs sont enregistrées le long du transect, pour des périodes similaires. En ne se basant que sur les figures (A) et (B), la zone alluviale Sud est constituée des deux cibles hydrologiques à forte rétroduffusion tout au long de l'année, de largeurs sensiblement identiques, séparées par une structure plus ou moins permanente. Les hauteurs du plan d'eau de ces deux cibles semblent évoluer de la même façon. Les informations complémentaires de Google Earth semblent alors montrer deux lacs d'inondation plus ou moins connectés au cours de l'année hydrologique.

Toutefois, dans SWAT, le bief associé à cette zone estime une profondeur du cours d'eau d'environ 60 mètres. Il faut alors que la hauteur d'eau dans le bief atteigne cette limite pour que l'inondation se déclenche. Or, dans le modèle par défaut, la hauteur d'eau ne dépasse pas un maximum de 45 mètres (Fig. 2.13).

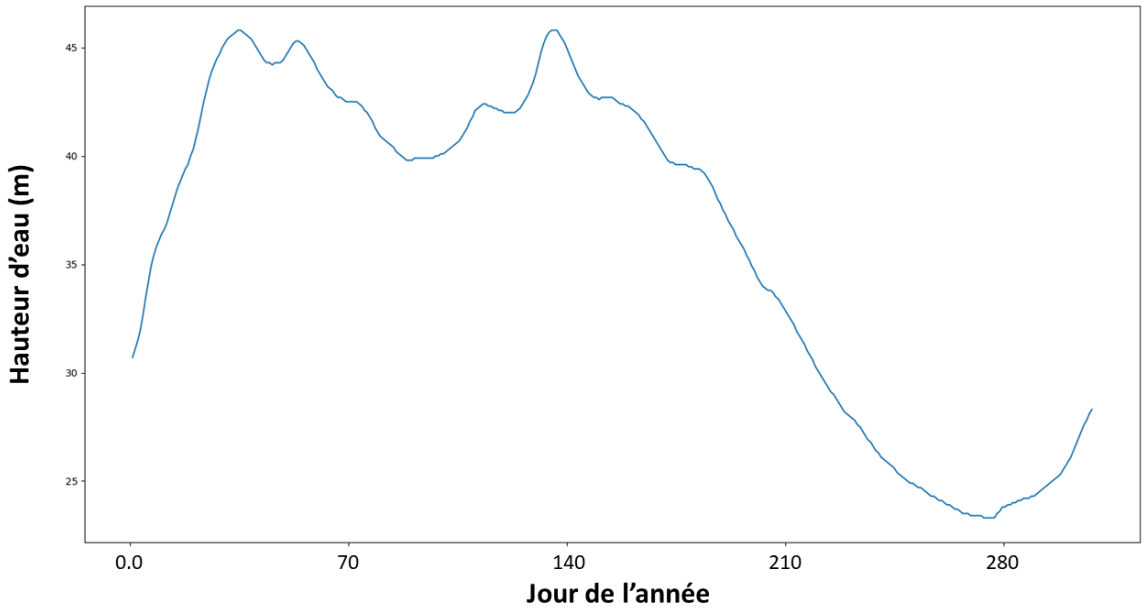


FIGURE 2.13 – Moyenne des hauteurs d'eau journalière (m) sur la période 2000 - 2018 pour le bief 1686, estimée par SWAT (défaut).

Par ailleurs dans cette simulation, la variation de hauteur d'eau entre le minimum et le maximum atteint est de l'ordre d'une vingtaine de mètres. Or, le profil altimétrique montre que cette variation est de l'ordre de 12 mètres. Il a été alors nécessaire de venir corriger cette variation de hauteur d'eau dans les biefs afin d'obtenir une bonne estimation de la hauteur à plein bord. Pour ce faire, une station virtuelle a été créée à chaque intersection entre une trace Jason-2 et le réseau hydrographique théorisé par le modèle. Pour chaque station virtuelle, la chronique de hauteur d'eau a été calculée et extraite sur la période 2009 - 2016. Un filtre Gaussien d'ordre 2 est alors appliqué sur le série temporelle. Cela permet tout d'abord de venir prolonger la série entre deux points d'acquisition et ceci laisse la possibilité de lisser la série en modulant les points aberrants ou encore les faibles oscillations (Fig. 2.14).

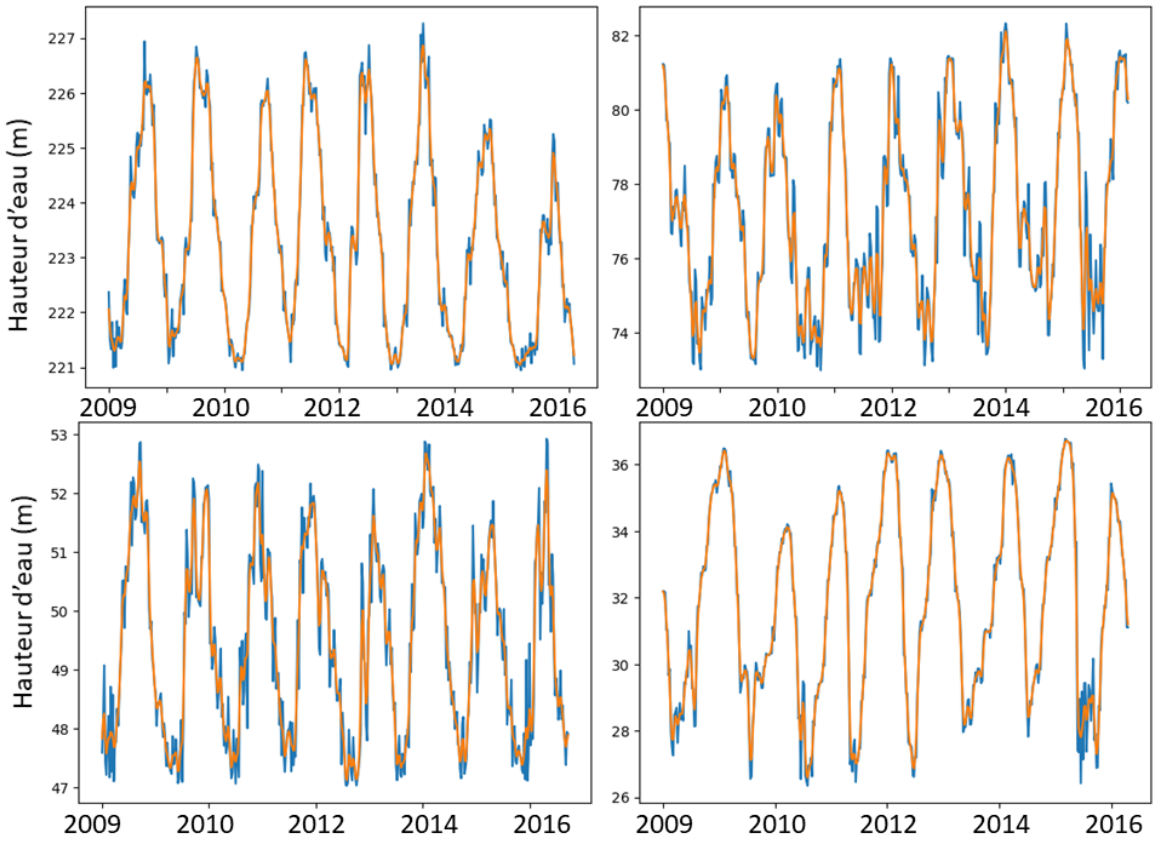


FIGURE 2.14 – Chroniques de hauteurs d'eau Jason-2 sur la période 2009 - 2016 (bleu) pour le couple trace - sous bassin : 13 - 993, 37 - 3462, 63 - 3444, 165 - 1462. Filtre Gaussien d'ordre 2 de la chronique altimétrique (orange). Le temps de revisite des altimètres Jason est de 10 jours.

Il s'agit alors maintenant de résoudre un problème d'analyse de fonction mathématique classique. Il est toutefois fondamental de faire l'hypothèse suivante avant de commencer. En considérant les courbes de tarage, et cela peu importe leur forme, on suppose qu'il existe une discontinuité de la hauteur d'eau lors de l'inondation au moment du passage du plein bord. Dans ce cas, le problème revient alors à chercher les zéros de la dérivée seconde de notre fonction gaussienne. Afin de ne garder que les variations de hauteur proche du débordement, il est impératif de ne considérer que le dernier décile des zéros de la fonction ayant les hauteurs les plus importantes. Cela permet alors d'obtenir la valeur de la variation de hauteur entre les basses eaux et le débordement. Cette valeur est ensuite ajouter à la hauteur d'eau minimum de la simulation afin de déterminer la hauteur à plein bord. Cette correction est ensuite propagée d'aval en amont pour les sous bassins contenus entre deux stations virtuelles altimétriques. Cela nous oblige à considérer que la variation de hauteur d'eau de ces sous bassins est du même ordre.

2.4 L'altimétrie spatiale en zone alluviale riparienne.

Tous les enjeux de cette thèse reposent sur l'estimation des volumes stockés dans les plaines d'inondation. Cependant à ce jour, aucune étude ne propose la validation d'une modélisation à grande échelle de ce compartiment. Ici, nous proposons une méthodologie basée sur les données issues de l'altimétrie spatiale, afin de valider spécifiquement les stocks en eau libre contenus dans les plaines alluviales sur le bassin versant de l'Amazone. Toutefois, le but ici n'est pas simplement de créer une station virtuelle dans la plaine d'inondation "à main levée". En effet, la position de la station virtuelle doit être robuste dans le temps, satisfaire plusieurs critères et répondre à plusieurs hypothèses.

Tout d'abord, rappelons que dans les formalismes du modèle, la structure de la plaine d'inondation est celle de deux triangles rectangles adjacents au bief. Les dimensions de la plaine sont données par sa largeur via SWAF-HR et l'angle α que fait le versant de la plaine avec le bief. Dans cette configuration, la localisation de la station virtuelle dans la plaine a une forte influence sur la valeur de la hauteur d'eau enregistrée ainsi que sur le moment où l'inondation est détectée (Fig. 2.15). Pour schématiser plus simplement, on peut imaginer que

plus la station virtuelle est éloignée du bief, plus la hauteur d'eau mesurée est potentiellement biaisée à la baisse et la détection de l'inondation est tardive. En terme de volumes, ce dernier peut alors être assimilé à une fonction à la fois de la hauteur d'eau et du niveau de l'inondation dans la plaine. Or, la topographie des zones alluviales présente bien souvent un relief très plat, ce qui est généralement le cas pour le bassin amazonien. Par exemple, en ce qui concerne le bassin du Madeira, les estimations de l'angle α varient entre 0.03% et 0.06%. Dans ces conditions, la géométrie de la plaine peut être assimilée à un rectangle. Ainsi, le volume contenu dans la plaine d'inondation est une fonction directe de la hauteur d'eau et la station virtuelle altimétrique peut théoriquement se trouver n'importe où dans la plaine. La structure triangulaire de la plaine alluviale reste celle prise en compte dans le modèle afin d'assurer une mise en eau progressive du lit majeur.

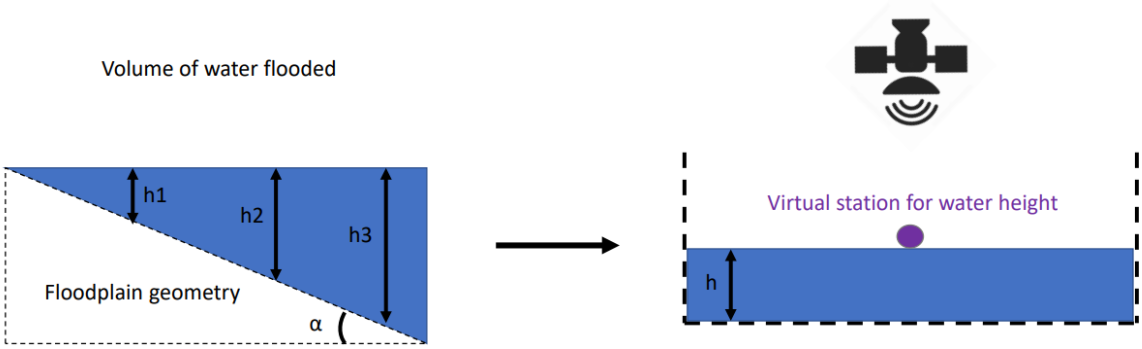


FIGURE 2.15 – Principale hypothèse fait sur la morphologie de la plaine d'inondation afin de correctement estimer les volumes inondés ainsi que la position de la station virtuelle altimétrique.

La localisation de station virtuelle demeure toute de même un point important. En effet, celle-ci doit en premier lieu satisfaire un critère de robustesse dans le temps. C'est à dire que peu importe l'intensité ou l'extension de l'inondation, la station virtuelle doit être capable de détecter l'inondation d'une année sur l'autre. Par ailleurs, une erreur à ne pas commettre aurait été de forcer la position de la station virtuelle uniquement dans la zone alluviale du bassin. En effet, comme décrit dans le Chapitre 1, la mise en eau du lit majeur est soumise à des contraintes endogènes et exogènes dont les proportions sont variables. Cela fait écho aux différentes typologies de plaine d'inondation ; où dans certains cas, le niveau d'eau de la rivière contrôle en grande partie les dynamique dans la plaine, et dans d'autre cas, la dynamique de la plaine lui est propre. Ainsi, nous avons laissé la possibilité que la station virtuelle puisse être

sur la rivière, bien que l'objectif est de comparer les hauteurs dans la plaine. Il reste quand même important de s'assurer que la zone en question est bien une cible hydrologique qui peut potentiellement s'assécher une partie de l'année. Pour prendre en compte cette particularité, nous nous sommes concentré sur les coefficients de rétrodiffusion. Ces derniers sont des proxys de la cible du satellite et les plans d'eau présentent une forte signature retrodiffusive (vers 50 dB). Dans le cas des zones alluviales, sous la visée du satellite, peuvent se succéder des conditions humides et des conditions sèches. Le coefficient de retrodiffusion de la cible va donc changer entre de faibles valeurs caractéristiques de terrains secs (environ 10 dB) et des valeurs de plans d'eau. Ainsi nous avons exclu les zones où la moyenne annuelle de la retrodiffusion était inférieure à 20 dB (Martinez and Le Toan; Frappart et al., 2020).

Dans cette optique, nous avons développé un algorithme permettant de positionner de façon automatique et optimale les stations virtuelles. Dans un souci de compréhension, nous décrirons le fonctionnement sur un seul sous-bassin (Fig. 2.16). Dans un premier temps, le programme vérifie si le sous-bassin possède une plaine d'inondation et est couvert par une trace altimétrique. Si cette condition est vérifiée, l'algorithme extrait les latitudes où la trace altimétrique recoupe la délimitation de la plaine ; peu importe la méthodologie employée. Une marge de $\pm$ 0.02° de latitude est ajoutée afin de combler d'éventuelles erreurs de détection de la plaine. Cela délimite alors une zone d'étude. Le programme calcule ensuite sur cette zone le filtre discuté plus haut et exclut les zones potentiellement non en eau. Enfin, l'algorithme extrait la série de hauteur d'eau altimétrique pour chaque point dans la zone, par un pas de 0.002° de latitude et la compare avec la série de hauteur d'eau dans la plaine simulée par le modèle. La comparaison est réalisée sur des séries centrées et normées afin de s'affranchir de tous biais pouvant être induits par le MNT ou le géoïde (Getirana et al., 2010). Pour chaque comparaison, le programme vérifie tout d'abord une nouvelle fois, la moyenne des coefficients de rétrodiffusion sur la période pour s'assurer de la nature de la cible, et calcule ensuite différents indices : le coefficient de corrélation (R^2), l'écart quadratique moyen (RMSE) ainsi que le p-biais. Nous avons considéré que la comparaison était significative si et seulement si la p-value du R^2 et RMSE était inférieure à un risque de première espèce α de 0,01. Une fois que tous ces filtres sont appliqués, la programme extrait la latitude de la station virtuelle ayant les R^2 et RMSE les plus élevés.

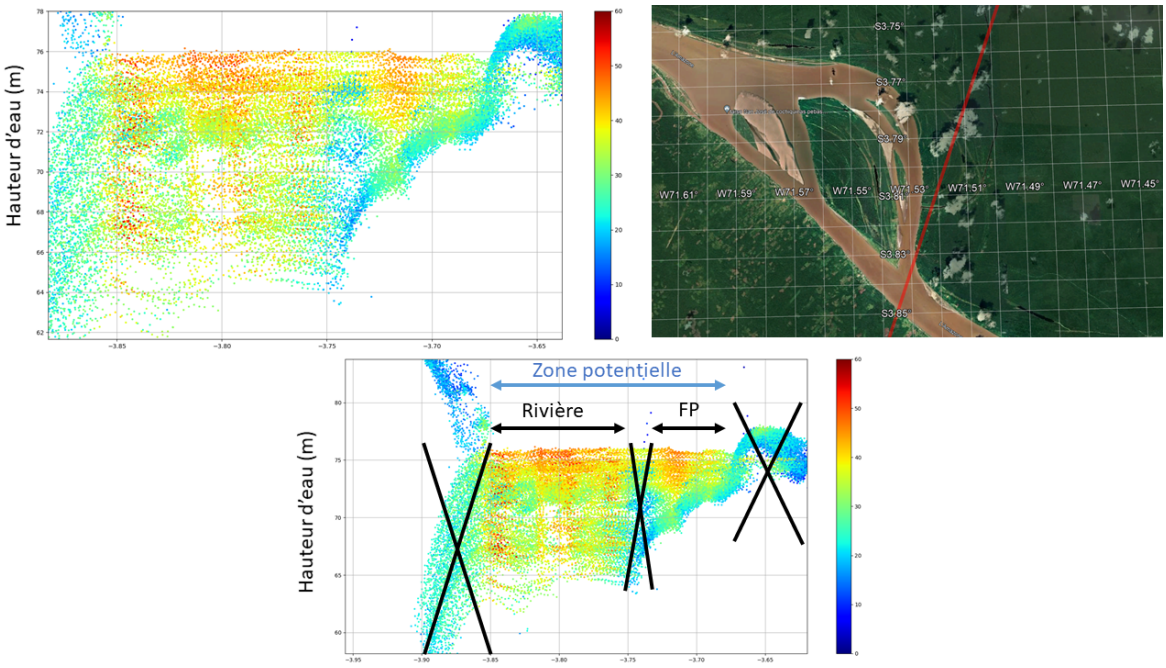


FIGURE 2.16 – Principe conceptuel du fonctionnement de l'algorithme de positionnement des stations virtuelles avec l'exemple du Solimões au niveau de la trace Jason 13. La partie supérieure montre le profil de retrodiffusion du sous bassin pris en compte avec l'image Gogole Earth associée. Dans la partie inférieure, on distingue bien l'emprise de la rivière ainsi que la plaine alluviale qui lui est associée. Les zones exclues par l'algorithme sont les zones bleues-vertes à faible rétrodiffusion.

Dans les formalismes actuels du modèle SWAT-FP, nous avons introduit une nouveau coefficient dans la plaine : $\boldsymbol{CH_{N3}}$. Pour rappel, celui-ci peut être assimilé à un coefficient de Manning dans la plaine d'inondation. *De facto*, il est nécessaire d'y appliquer une calibration prenant alors en compte la résistance à l'écoulement dans la plaine : le type de végétation, la sinusoïté de la plaine, etc. Pour ce faire, plusieurs simulations ont été réalisées avec des coefficients $\boldsymbol{CH_{N3}}$ variant de 0.01 $m^{-1/3}.s^1$ à 0.1 $m^{-1/3}.s^1$ par pas de 0.01 et une simulation à 0.15 $m^{-1/3}.s^1$. En définitive, l'algorithme compare toutes les simulations aux séries temporelles altimétriques et renvoie d'une part la localisation d'une station virtuelle, mais également le *meilleur* coefficient de Manning dans la plaine. Cette procédure a aussi bien été utilisée dans le cas des données Jason que pour les données Sentinel-3A.

Nous nous sommes également attachés à comparer les séries temporelles de hauteurs, observées et simulées, dans le bief. À noter que la méthodologie est sensiblement la même bien que, dans ce cas, la limite du filtre de retrodiffusion a été positionnée à 40 dB. Toutefois,

en ce qui concerne la branche principale de l'Amazone, typiquement entre Manaus et l'océan, il a été nécessaire d'employer un masque afin de délimiter le fleuve ; Global River Width from Landsat (GRWL) produit par Allen and Pavelsky (2018). La raison est qu'en moyenne, la rétrodifussion du fleuve est inférieure à celle de la plaine d'inondation. On retrouve ce phénomène dans le cas des fleuves avec une large plaine d'inondation (Frappart et al., 2020), et dans le cas de l'Amazone, cela est dû à une différence de rugosité de surface du plan d'eau liée à diverses caractéristiques dont l'agitation de surface, sensible à la vitesse d'écoulement, et possiblement aussi à des différences de charge sédimentaire dans le bief et la plaine.

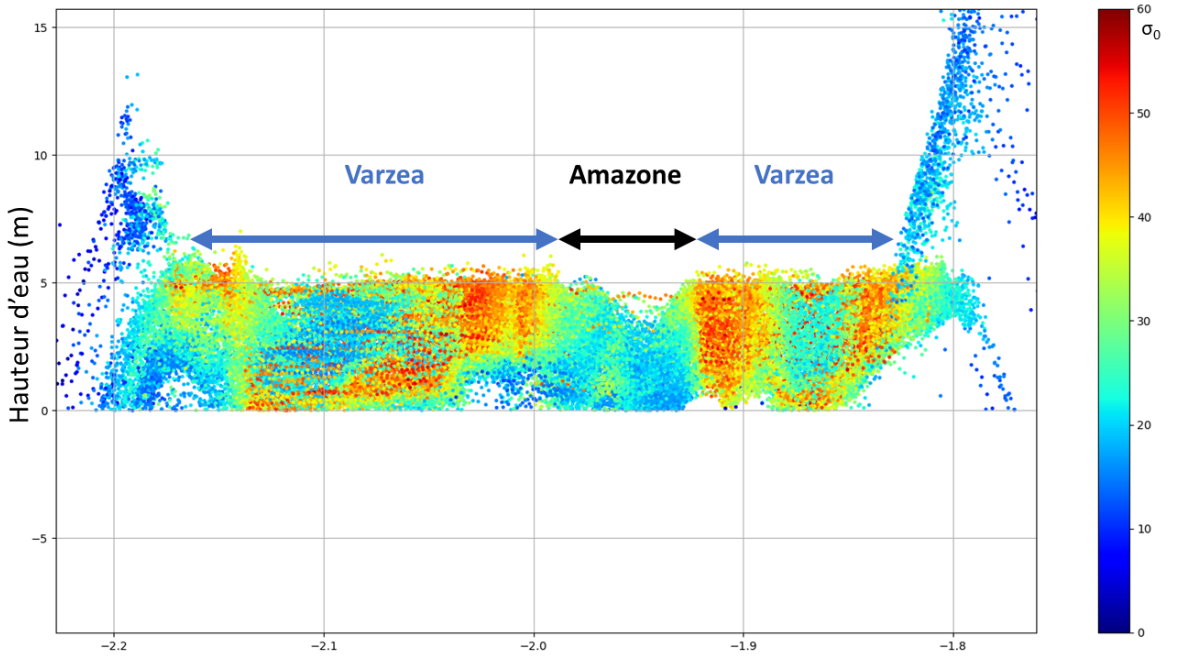


FIGURE 2.17 – Profil altimétrique de l'Amazone après sa confluence avec le Tapajós (trace Jason 50). On constate que la rétrodiffusion sur le fleuve est moins importante que celle dans la plaine d'inondation.

2.5 Application de la méthodologie sur le bassin du Madeira.

Avant de rentrer dans le vif du sujet, il est nécéssaire d'expliciter les différentes métriques utilisées dans la suite du manuscrit :

— L'indice de Nash-Sutcliffe (NSE) est un indicateur normalisé principalement utilisé pour les modélisations de débits en hydrologie. Il mesure l'amplitude de la variance résiduelle de la simulation avec celle des observations. Il varie entre -inf et 1, et on considérera dans la suite que la modélisation est satisfaisante pour des valeurs positives (Moriasi et al., 2015).

$$NSE = 1 - \frac{\sum(X_{obs} - X_{sim})^2}{\sum(X_{obs} - X_{obs,m})^2} \tag{2.51}$$

— Le R^2 représente la proportion de variance entre des données observées, expliquée par le modèle. Ce dernier varie entre 0 et 1.

$$R^2 = \frac{\sum(X_{obs} - X_{obs,m})(X_{sim} - X_{sim,m})}{\sqrt{\sum(X_{obs} - X_{obs,m})^2(X_{sim} - X_{sim,m})^2}} \tag{2.52}$$

— La racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) représente la racine carrée du deuxième moment d'échantillonnage des différences entre les valeurs prédites et les valeurs observées. La REQM est toujours positive dont une valeur nulle indiquerait un ajustement parfait aux données.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(X_{obs} - X_{sim})^2}{N}} \tag{2.53}$$

— Le pourcentage de biais (pbiais) mesure la tendance moyenne du modèle à surestimer ou sous estimer les données observées (Moriasi et al., 2015). La valeur optimale de cette indicateur est 0.

$$pbiais = \frac{\sum(X_{obs} - X_{sim}.100)}{\sum X_{obs}} \tag{2.54}$$

— Le ratio écart-type / erreur quadratique moyenne (RSR) permet d'apporter la dimension de l'écart-type des observations au RMSE (Moriasi et al., 2015). Sa valeur optimale est 1.

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum(X_{obs} - X_{sim})}}{\sqrt{\sum(X_{obs} - X_{obs,m})}} \tag{2.55}$$

avec $\boldsymbol{X_{obs}}$ (resp. $\boldsymbol{X_{obs,m}}$) qui représente les données observées (resp. la moyenne des observations, $\boldsymbol{X_{sim}}$ (resp. $\boldsymbol{X_{sim,m}}$) qui représente les données simulées (resp. la moyenne des simulation) et $\boldsymbol{N}$ la taille de la série.

La suite de ce sous chapitre est constitué de l'article (publié en août 2022 dans la revue Frontiers in Water) traitant de l'application de la méthodologie développée sur le bassin-versant du Madeira. Nous avons choisi ce dernier comme bassin test pour plusieurs raisons. Tout d'abord il s'agit d'un site favorable à l'utilisation de l'altimétrie : les rivières sont larges et le relief y est plat. Ensuite, le Madeira possède un gradient pédo-climatique marqué, un nombreux panel de typologie de plaine alluviale ainsi que des dynamiques d'inondation contrastées. Il constitue alors un site tout indiqué pour tester les résultats du modèle ainsi que la méthodologie. Dans cet article, nous avons choisi d'utiliser les deux méthodes exposées plus haut pour la délimitation de la plaine d'inondation. Dans la suite du manuscrit, seul SWAF-HR sera utilisé. Voici les principaux résultats de cet article :

1. Le modèle SWAT-Floodplain développé permet d'améliorer l'estimation du débits des rivières où la plaine d'inondation tient un rôle important et renvoie des simulations cohérentes de la dynamique et de la quantité des stocks en eau libre dans les zones alluviales. La méthodologie développée pour la validation par altimétrie spatiale semble être toute indiquée.
2. Lorsque la comparaison est possible, les deux méthodes de délimitation de la plaine d'inondation renvoient des largeurs de plaine sensiblement identiques. Même si la méthode SWAF-HR renvoie des surfaces inondées plus faible (dû principalement au fait que le produit n'est pas disponible sur les zones de montagne et sur les petits cours d'eau inférieurs à 100m).
3. Sur le bassin-versant du Madeira, il existe une bonne corrélation entre les hauteurs d'eau simulées dans la plaine d'inondation et les séries de hauteurs d'eau Jason-2 et

Jason-3 ; avec un R moyen de 0.50 ± 0.18.

4. En terme de dynamique d'inondation, les deux constructions de modèles (selon la délimitation de plaines) renvoient des dynamiques très proches. En outre la classe la plus sur-représentée est celle où les deux modèles renvoient des simulations identiques.
5. En ce qui concerne l'estimation des volumes, il semble que la surface totale de la plaine d'inondation sur tout le bassin-versant est un paramètre clef. En effet, la méthode MNT estimant une surface inondable plus importante, le volume stocké sur l'ensemble du bassin est de ce fait plus important par construction.
6. Il a été possible de mettre en évidence la possibilité d'utiliser les séries temporelles altimétriques afin de calibrer le coefficient de Manning dans la plaine ; ce coefficient est très sensible et modifie considérablement la dynamique et la quantité d'eau qui est débordée.
7. Entre les deux constructions de modèle, il y a une continuité et une robustesse du type de station virtuelle. En effet, nous avons classifié les stations en fonction de la distance par rapport à la rivière, avec entre autres des stations *rivière*, des stations *intermédiaire* et des stations *plaines d'inondation*. Ainsi une station définie comme *rivière* (resp. **plaine**) demeure sous le même qualificatif qu'importe le modèle. Cela tend alors à montrer d'une part, la consistance de la mesure altimétrique et d'autre part cela peut être un proxy afin de caractériser le type de contrôle existant entre le bief et la plaine d'inondation qui lui est associé.

frontiers | Frontiers in Water

TYPE Methods
PUBLISHED 11 August 2022
DOI 10.3389/frwa.2022.952810

Check for updates

OPEN ACCESS

EDITED BY
Akhouri Pramod Krishna,
Birla Institute of Technology, India

REVIEWED BY
Virendra Rathore,
Birla Institute of Technology, India
Yongyong Zhang,
Institute of Geographic Sciences and Natural Resources (CAS), China

*CORRESPONDENCE
Jérémy Guilhen
jeremy.guilhen@gmail.com
Sabine Sauvage
sabine.sauvage@univ-tlse3.fr

SPECIALTY SECTION
This article was submitted to Water Resource Management, a section of the journal Frontiers in Water

RECEIVED 25 May 2022
ACCEPTED 13 July 2022
PUBLISHED 11 August 2022

CITATION
Guilhen J, Parrens M, Sauvage S, Santini W, Mercier F, Al Bitar A, Fabre C, Martinez J-M and Sànchez-Pérez J-M (2022) Estimation of the Madeira floodplain dynamics from 2008 to 2018. *Front. Water* 4:952810. doi: 10.3389/frwa.2022.952810

COPYRIGHT
© 2022 Guilhen, Parrens, Sauvage, Santini, Mercier, Al Bitar, Fabre, Martinez and Sànchez-Pérez. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

Estimation of the Madeira floodplain dynamics from 2008 to 2018

Jérémy Guilhen[1,2]*, Marie Parrens[3,4], Sabine Sauvage[1]*, William Santini[5], Franck Mercier[2], Ahmad Al Bitar[3], Clément Fabre[6], Jean-Michel Martinez[5] and José-Miguel Sànchez-Pérez[1]

[1]Laboratoire Écologie Fonctionnelle et Environnement, Institut National Polytechnique de Toulouse, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Université de Toulouse (UPS), Toulouse, France, [2]Collecte Localisation Satelittes, Toulouse, France, [3]Centre d'Études Spatiales de la Biosphère, Centre National d'Études Spatiales, Universitè de Toulouse (UPS), Toulouse, France, [4]Dynafor, Université de Toulouse, Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement, Institut National Polytechnique de Toulouse, Institut National Polytechnique-PURPAN, Castanet-Tolosan, France, [5]Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire GET (IRD, Centre National de la Recherche Scientifique, Université de Toulouse, Centre National d'Études Spatiales), Toulouse, France, [6]Eawag, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Dubendorf, Switzerland

The Madeira is one of the major tributaries of the Amazon River and is characterized by a large alluvial floodplain throughout the stream continuum. This study aims to better assess the hydrological functioning of the Madeira Basin over its alluvial floodplains at both local and global scales. We used the semi-distributed hydrological Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model to simulate water discharge at a daily time step and water resources for each hydrological compartment. A new hydraulic module for water routing was implemented in the SWAT model considering the floodplain either as a simple reservoir or as a continuum where the water can flow along with the floodplain network. Both water surface estimated by L-band passive microwaves (SWAF data) and digital elevation model—shuttle radar topography mission (DEM–SRTM data) were used to delineate the floodplain, as inputs for the model. On the global scale, the amount of water stored in the Madeira floodplain is between 810 ± 230 km^3 per year when the floodplains are delimited with SWAF and $1{,}300 \pm 350$ km^3 per year with the DEM floodplain delineation between 2008 and 2018. Spatial altimetry (Jason 2-3) data were also applied to alluvial areas to validate the water height dynamic in floodplains at a local scale. Results show that more than 60% of the alluvial validation points display a correlation above 0.40 ± 0.02 regardless of the floodplain delineation. This study permits us to better characterize the spatio-temporal storage dynamics of the Madeira floodplains at both local and global scales, and it underlines the importance of a precise floodplain delineation, before computing biogeochemical fluxes and sediment yield.

KEYWORDS

floodplains, Madeira, SWAT, water surface extent, continental water, altimetry

1. Introduction

Floodplains provide critical ecosystem services to local and downstream communities by retaining floodwaters, sediments, and nutrients (Hill, 1990). By connecting headwaters to the mouth of rivers, floodplains participate in establishing a hydro morphological gradient within the hydro system (Schumm, 1977; Vannote et al., 1980; Amoros et al., 1987; Notebaert and Piegay, 2013). They also participate in climate mitigation by playing a role in the carbon cycle (carbon storage and sequestration) and in the water cycle (flood mitigation, water regulation, and supply). Water stored in the floodplains represents a significant part of the water balance of the basin but its volume and its dynamics are still poorly estimated (Alsdorf et al., 2007). Unfortunately, *in situ* measurements give little information about the spatial and temporal dynamics of the tropical floodplains (Alsdorf et al., 2007). Still, hydrologic and hydrodynamic models and earth observation data can improve our knowledge about large river floodplains.

The resolution of models has been increasing over the last few years on both regional and global scale, using full Saint-Venant equations or their simplifications. 1-D and 2-D models have often proved satisfactory to represent river processes such as flood wave diffusion, floodplain storage, backwater effects, and river discharges (Yamazaki et al., 2011; Paiva et al., 2013; Getirana et al., 2017). Indeed, intercomparison projects between different models showed the capability of 1-D models with floodplain modules to represent large scale flooding (Trigg et al., 2016). Even though 1-D frameworks proved satisfactory to represent river and floodplain processes, local inundations are constrained by complex hydrodynamic processes which 1-D models cannot properly address (Fleischmann et al., 2020; Pinel et al., 2020). As so, diverging from a single upstream-downstream flow direction, 1-D hydrodynamic models implemented bifurcation to take into account the connectivity across flooded areas. While 2-D models are used to assess flooding hazards (Nguyen et al., 2016) and are expected to provide more realistic representations of flooding dynamic than 1-D large-scale models, the comparison is not investigated in the literature, yet. On the one hand, an offline coupling of a hydrologic and a hydraulic model is usually used to compensate for the information gap for large-scale applications where the hydrodynamic model is constrained by the outputs of the other model (Biancamaria et al., 2009; Grimaldi et al., 2019). On the other hand, the extent to which 2-D regional-scale models are preferable from 1-D ones, and for which purposes or variables of interest, remain an open question.

Today, observed inundated surfaces by space over tropical areas is a key issue. Sensors cannot map with high spatial and temporal resolution the extent of the flooding in tropical regions, such as the Amazon, yet. Synthetic aperture radar (SAR) is often used to map water providing good results but they often over estimate the presence of water and have a low time revisiting surfaces (Hess et al., 2003, 2015; Martinez and Le Toan, 2007). A passive microwave sensor can map water under cloud and dense vegetation with a high revisit time but at low spatial resolution (Parrens et al., 2017). The potential of radar altimetry for monitoring water levels at a local scale has already been demonstrated (de Oliveira Campos et al., 2001; Birkett et al., 2002) but measurements vary from 10 days up to 35 days, depending on the mission, which is a low revisit time for some hydrologic issues. Today, remote sensing observations cannot appropriately map the propagation of the flood wave across the whole stream network due to its low revisit time and accurately assess the water storage function of alluvial floodplains.

However, remote sensing data are more and more used to calibrate and/or validate streamflow simulation. For example, Fleischmann et al. (2020) validated flood inundation extents simulated by 2D hydraulic models with remote sensing observations on large-scale study cases. Other studies showed that remote sensing observations are potent tools to accurately determine input parameters of models (Pedinotti et al., 2014; Häfliger et al., 2015; Biancamaria et al., 2016; Emery et al., 2018; Montazem et al., 2019). However, few studies set efforts to validate the alluvial floodplain dynamics (surface extent, water volume, and water stage) both for local and large-scale areas. Evaluating and validating these different floodplain-modeled variables with existing remote-sensing products (e.g., water body extent, water elevation) are mandatory efforts in building large-scale locally relevant flood inundation prediction and improving large river hydrology knowledge.

In this paper, we modified the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model to improve the representation of the inundation process on both at local and large scales. We designed a simplistic approach with a better characterization of the lateral and longitudinal continuums (i.e., floodplains). The model will permit to compute carbon and nitrate fluxes and sediment yield from floodplains in a future study. The SWAT model has emerged as one of the most widely used water quality watershed- and river basin-scale models worldwide (Gassman et al., 2014). Santini (2020) suggested a modified representation of the stream processes in SWAT with a hydrodynamic approach and the consideration of floodplains. Here, we added a connected floodplain network. The floodplain delineation is a key issue of this method and has been estimated in two ways: (1) using digital elevation model (DEM) estimated by shuttle radar topography mission (SRTM) at 90 m of spatial resolution (Farr et al., 2007) and (2) using a water surface map provided by soil moisture and ocean salinity (SMOS) satellite at 1 km (SWAF data Parrens et al., 2019).The hydrodynamic and the water stage in the floodplains are validated and tracked with a

newly designed alluvial altimetry method (e.g., spatial altimetry applied to alluvial floodplains). Taking into account floodplains in the SWAT model has recently been done by Phiri et al. (2021) where they added a pseudo-reservoir to the main channel but the results have only been compared with the main river discharge.

2. Study site

The Madeira River (Figure 1) is one of the major southern tributaries of the Amazon River and covers 23% of the whole Basin. The Madeira Basin extends across three countries (Bolivia, Brazil, and Peru) with a total draining area of 1,309,000 km^2, where the mean annual discharge of the Madeira at the confluence with the Amazon River is about 27,000 $m^3.s^{-1}$, which corresponds to 13% of the Amazon mean annual discharge (Júnior et al., 2015). The floodplain network of the Madeira Basin varies from 116,000 (Vauchel et al., 2017) to 200,000 km^2 of floodable areas (Melack and Hess, 2011; Parrens et al., 2019) and constitutes one-fourth of the wetlands of the Amazon Basin. The Beni, the Mamore, the Madre de Dios, and the Guapore rivers are the main tributaries of the Upper Madeira and strongly influence the hydrology of the Madeira main stem. While the first three rivers originate in the Andes, the Guapore River comes from the Brazilian shield. The Upper Madeira region includes a large floodplain characterized by large almost flat floodable areas. The Madeira Basin is a contrasting watershed in terms of pedoclimatic regions, hydrological functioning, and structure of floodplains.

The mean annual rainfall over the Madeira lowlands ranges from 2,500 in the north to 1,000 mm in the south (Roche et al., 1991), whereas a substantial variability is observed in the Andes with rainfall ranging from 200 mm at high altitude to 6,000 mm at the eastern flank of the Andes (Espinoza et al., 2014). The Madeira Basin is characterized by a south tropical rainfall regime with a marked dry season during the austral winter and a wet season during the austral summer (Ronchail et al., 2005). Indeed, approximately 75% of the annual rainfall is recorded from December to March (Espinoza Villar et al., 2009). The wet season is related to the presence of the South America Monsoon system, which brings humidity from the Atlantic Ocean and the Amazon rainforest (Vera et al., 2006). Many studies showed that a small fraction of interannual rainfall variability in the Madeira Basin can be related to the El Niño Southern Oscillation (ENSO) in the Andean region (Garreaud et al., 2003) or to tropical or subtropical Atlantic sea surface temperature in the lowlands (Ronchail and Gallaire, 2006). In the Andean basins, El Niño years are usually linked to dry conditions, whereas La Niña years are often wet (Ronchail and Gallaire, 2006). Critical flooding frequently occurs in the basin with major events in 2003, 2007, 2008, and more recently in 2014 (Ovando et al., 2016). The 2005 drought affected the whole Madeira Basin (Marengo et al., 2008; Zeng et al., 2008).

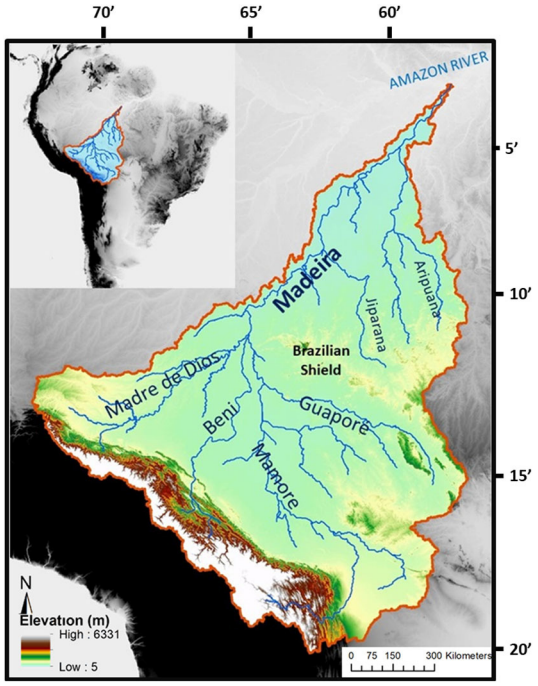


FIGURE 1
Location of the Madeira Basin (South America) and its main tributaries (blue lines) and topography (m).

3. The SWAT-floodplain model

SWAT is an agro-hydro-environmental model developed by the USDA Agricultural Research Service (USDA-ARS; Temple, TX, USA) and Texas A&M AgriLife Research (College Station, TX, USA; Arnold et al., 1998). It is a conceptual, semi-distributed, and physically based hydrologic model initially designed to predict the impact of human activities and agricultural management on water and sediment yields. The SWAT model is frequently used on the world's main rivers and its performance has already been evaluated at several catchment scales and in various pedoclimatic conditions (Faramarzi et al., 2013; Abbaspour et al., 2015; Krysanova and White, 2015; Du et al., 2018). The detailed functioning of the model is available online in the SWAT documentation (http://swatmodel.tamu.edu/). To our knowledge, this is the first study to showcase the SWAT model as the only core of a large-scale alluvial floodplain hydrodynamic framework delineated with remote-sensing observations. Our approach is constituted by a recently modified version of the SWAT where the water routing is performed by a hydraulic approach (Santini, 2020) and a redesigned floodplain module. The framework also involves remote sensing observations of water surface extents (e.g., floodplain delineation) as direct input data of the model. It

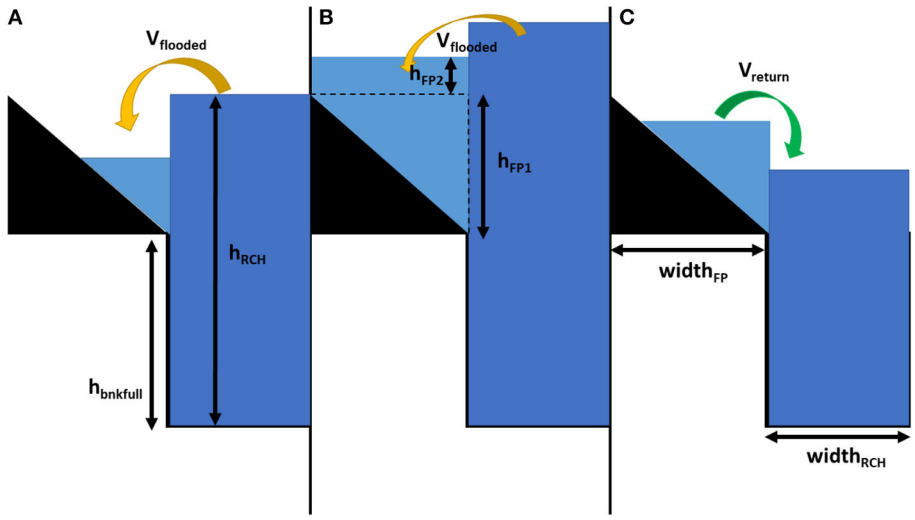


FIGURE 2
Simplified representation of the different processes of the overflowing and the return of water in SWAT-FloodPlain. The volume of water entering the floodplain is linked with the water height difference between the floodplain and the stream. h_{FP} is the water height in the floodplain when **(A)** it is not saturated. In case **(B)**, the water is stored vertically. **(C)** The water returns to the stream regarding the height in the stream and the floodplain.

handles large-scale areas with high-resolution stream networks and daily simulations.

3.1. Design of the floodplain module

In the default SWAT model, the floodplain width is linked to the morphology of the reach it is connected to. The floodplain width is defined as five times the width of the reach at bank full level. The floodplain acts as a larger reach during the inundation where the velocity of the water is calculated within the cross-section of both the river and the floodplain. The floodplain network in SWAT is disconnected which means that there is no water exchange from two consecutive downstream floodplains. These formalisms appeared unsatisfactory to represent sediment and nutrient dynamics in floodplains. Figure 2 depicts the general concept of the SWAT-FloodPlain model. The floodplain module of the framework offers a fully connected floodplain network. A floodplain entity is associated with a sub-basin and reach and lateral water exchanges can occur between the reach and its floodplain depending on the water volume/height in the reach and the floodplain, respectively. In the SWAT-FloodPlain model, we introduced two different floodplain functioning (i) a longitudinal flux of water can happen between the upstream and the downstream floodplain. In this case, the exchange is represented by a kinematic wave during flooding. (ii) The floodplain acts as a reservoir and only stores water during the flooding event. Furthermore, to address the Gauckler-Manning-Strickler representation, each floodplain is characterized by a calibrated Manning-like coefficient (see below) ranging from 0.02 to 0.15 $s.m^{-1/3}$.

This coefficient is also used to discriminate the functioning of the floodplains. In the study, we considered that floodplains with a Manning coefficient above 0.8 $s.m^{-1/3}$ were modeled using case (ii).

In the SWAT-FloodPlain model, the continuity equation in the reach is:

$$\Delta V_{RCH} = V_{in} - V_{out} - V_{flooded} + V_{return} \quad (1)$$

with $\boldsymbol{\Delta V_{RCH}}$ is the water volume stored in the reach, $\boldsymbol{V_{in}}$ is incoming water volume, and $\boldsymbol{V_{out}}$ is outgoing water volume, $\boldsymbol{V_{flooded}}$ is the volume of water overflowed leaving the reach for the floodplain during flooding, and $\boldsymbol{V_{return}}$ is the water volume coming from the floodplain to the reach during downswing. In SWAF-FloodPlain, this equation is coupled with the continuity equation of the floodplain:

$$\Delta V_{FP} = V_{FPin} - V_{FPout} + V_{flooded} - V_{return} \quad (2)$$

with $\boldsymbol{\Delta V_{FP}}$ is the water volume stored over the floodplain, $\boldsymbol{V_{FPin}}$ is the incoming water volume in the floodplain; i.e., coming from the upstream, and $\boldsymbol{V_{FPout}}$ is the outgoing water volume from the floodplain. $\boldsymbol{V_{flooded}}$ and $\boldsymbol{V_{return}}$ are defined as previously. All units are in m^3.

$\boldsymbol{V_{flooded}}$ and $\boldsymbol{V_{return}}$ are the same in Equations (1) and (2). Fluxes exchange between the floodplain and the reach depend on the water height in the two reservoirs (Figure 2). During flood events, i.e., when the water height in the reach is superior to the

water height at bank full level, the floodplain is active and can receive water from the stream and three cases occur.

- If the volume of water in the floodplain is superior to the maximal volume capacity of the floodplain (Figure 2B), the floodplain acts as saturated. Thus, even though the volume of water can still increase in the floodplain, its extent is constrained by the maximum width of the floodplain. The floodplain flow to the downstream floodplain is modeled as follow:

$$P_{FP} = width_{FP}.tan(\alpha).\left(1 + \frac{1}{sin(\alpha)}\right) \quad (3)$$

$$A_{FP} = \frac{tan(\alpha).width_{FP}^2}{2} \quad (4)$$

$$U_{FP} = \frac{1.\frac{A_{FP}}{P_{FP}}^{2/3}.\sqrt{S_0}}{CH_{N3}} \quad (5)$$

$\boldsymbol{P_{FP}}$ the wetted perimeter of the floodplain (m), α is slope of the floodplain from the landside to the reach, $\boldsymbol{width_{FP}}$ is the width of the floodplain (m), and $\boldsymbol{A_{FP}}$ is the wetted area (m^2). $\boldsymbol{U_{FP}}$ is the floodplain velocity calculated by the Gauckler-Manning-Strickler equation ($m.s^{-1}$), $\boldsymbol{S_0}$ is the slope of the reach ($m.m^{-1}$), and $\boldsymbol{CH_{N3}}$ can be apprehended as a manning's roughness coefficient of the floodplain (s.m−1/3). Furthermore, we introduced an average velocity $\boldsymbol{U_{AV}}$ ($m.s^{-1}$) between the reach and the floodplain to accurately represent the deceleration of the reach flow caused by the overflow in the floodplain. It is then used to calculate the respective flow discharge of the reach and the floodplain.

$$U_{AV} = \frac{(U_{RCH}.A_{RCH}) + (U_{FP}.A_{FP})}{A_{RCH} + A_{FP}} \quad (6)$$

$$Q_{RCH} = A_{RCH}.U_{RCH} \quad (7)$$

$$Q_{FP} = A_{FP}.U_{FP} \quad (8)$$

Where $\boldsymbol{Q_{RCH}}$ ($\boldsymbol{Q_{FP}}$, respectively) is the water discharge in the reach (in the floodplain, respectively) in $m^3.s^{-1}$. Afterward, the model compares the water height in the reach and the floodplain to establish a possible lateral exchange from the floodplain to the reach.

$$h_{RCH} = \frac{V_{RCH}}{lrch.width_{RCH}} \quad (9)$$

$$h_{FP} = \sqrt{\frac{tan(\alpha).V_{FP}}{lrch}} + h_{bnkfull} \quad (10)$$

Where $\boldsymbol{h_{FP}}$ is the water height in the floodplain (m), $\boldsymbol{V_{RCH}}$ (respectively, $\boldsymbol{V_{FP}}$) is the volume of water in the reach (respectively, in the floodplain) (m^3), $\boldsymbol{lrch}$ is the length of the reach (m), and $\boldsymbol{h_{bnkfull}}$ is the water height at bank full level (m). If $\boldsymbol{h_{RCH}} < \boldsymbol{h_{bnkfull}}$ a fraction of the floodplain volume returns to the reach as

$$V_{return} = lrch.\sqrt{\frac{tan(\alpha).V_{FP}}{lrch}}. \sqrt{\frac{2g(\sqrt{\frac{tan(\alpha).V_{FP}}{lrch}} - h_{RCH} - h_{bnkfull})}{(\sqrt{\frac{tan(\alpha).V_{FP}}{lrch}}lrch)^2 - (lrch(h_{RCH} + h_{bnkfull}))^2}} \quad (11)$$

- When the floodplain is not entirely filled (Figure 2A) and $\boldsymbol{h_{RCH}} > \boldsymbol{h_{bnkfull}}$, the module calculates the amount of water transferred from the channel to the floodplain which depends on the water stored in the reach and the water height:

$$V_{FPin} = V_{RCH} - (h'_{RCH}.width_{RCH}.lrch) \quad (12)$$

where $\boldsymbol{V_{FPin}}$ is the volume of water leaving from the reach to the floodplain, $\boldsymbol{V_{RCH}}$ is the volume of water in the reach, and $\boldsymbol{lrch}$ is the length of the reach. $\boldsymbol{h'_{RCH}}$ is the solution of the water level in the reach as shown in Santini (2020). Then, the model updates the amount of water in the floodplain considering this new volume and calculates the new water height in the floodplain.

$$h_{FP} = \sqrt{\frac{tan(\alpha).V_{FP}}{lrch}} + h_{bnkfull} \quad (13)$$

The floodplain flow to the downstream floodplain is modeled in this section as follows:

$$P_{FP} = h_{FP} + \frac{h_{FP}}{sin(\alpha)} \quad (14)$$

$$A_{FP} = h_{FP}^2 \frac{cos(\alpha)}{2.sin(\alpha)} \quad (15)$$

$$U_{FP} = \frac{1.\frac{A_{FP}}{P_{FP}}^{2/3}.\sqrt{S_0}}{CH_{N3}} \quad (16)$$

Again, in order to integrate the deceleration of the water induced by the flooding, we introduced an average velocity similar to equation (6, 7, 8).

- When the floodplain is not saturated (Figure 2C) and $\boldsymbol{h_{RCH}} < \boldsymbol{h_{bnkfull}}$, the module does not simulate any flooding from the reach to the floodplain. On the other hand, the water leaving the floodplain to reach ($\boldsymbol{V_{return}}$) is modeled first. Second, as long as there is water in the floodplain section, it is routed to the next floodplain as detailed in the previous section.

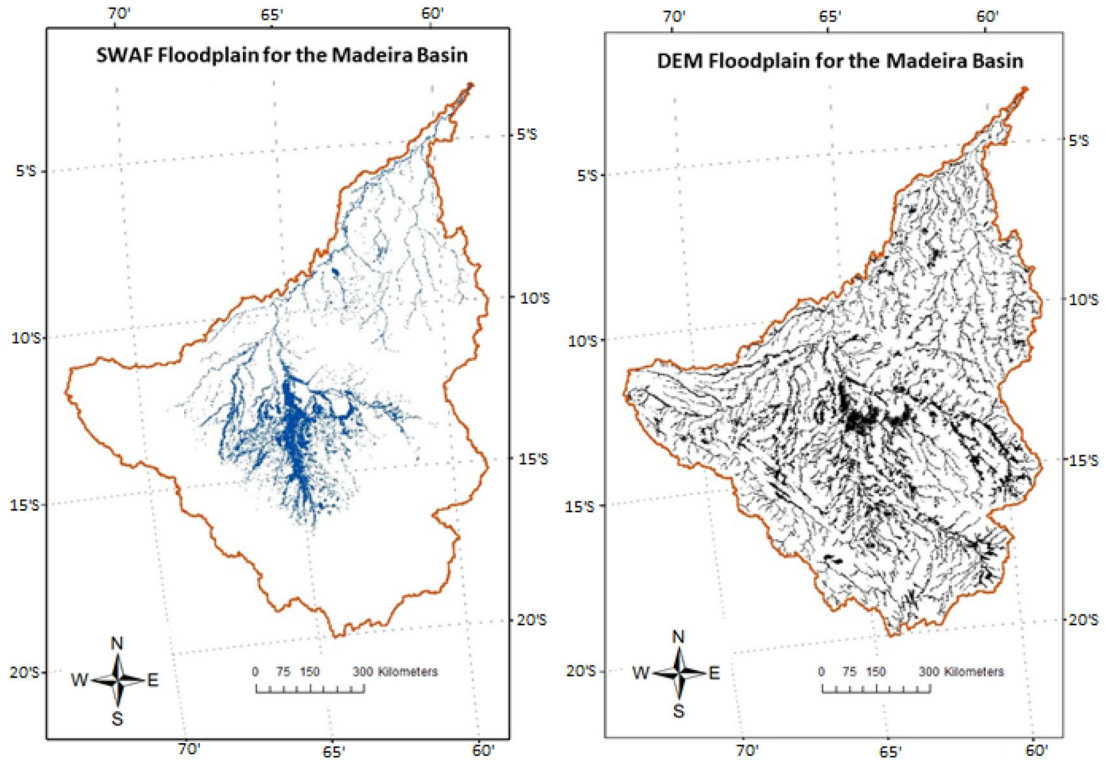


FIGURE 3
Spatial representation of the SWAF-HR floodplain **(left)** and the DEM-based floodplain for the Madeira Basin **(right)**.

3.2. Floodplain delineation

The morphology of the floodplain is a key point for modeling water routing in large-scale rivers, such as the Amazon and the Madeira Rivers, where the floodplain can store water for several weeks or months. Indeed in the default version of SWAT, the floodplain is defined as five times the width of the stream. Two different data are used to delineate the floodplains.

3.2.1. DEM based delineation

In the study, we used the 500 m spatial resolution DEM from the SRTM (Farr et al., 2007; Figure 3). We upscaled the 90 m SRTM data to 500 m to be consistent with the resolution of both floodplain delineation methodologies (see next sub-section). The delineation of the floodplain is based on the method of slope thresholds described in Rathjens et al. (2015). The SRTM DEM is a global topographic data set widely used in hydraulic simulations and geomorphologic characterization of the Amazon floodplains but these data are affected by vegetation cover, speckle, and stripe noise (Fassoni-Andrade et al., 2021). In first approximation, these data are adequate to delineate the floodplains in the SWAT model regarding the study area, the model discretisation, and the aim of simplifying the processes. The SWAT-FloodPlain model for the Madeira Basin considers 1,445 sub-basins unit catchments of 500 km^2 on average. Figure 3 shows the floodplains delineation computed with DEM data.

3.2.2. SWAF-HR based delineation

The fot Soil Water Fraction at High Resolution (SWAF-HR) data is used to determine the floodplain delineation in this study. The SWAF data is obtained using a contextual model on the SMOS brightness temperature. Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) was launched in November 2009 by the European Space Agency (ESA) and was especially designed to map soil moisture over the globe every 3 days. SMOS is a passive microwave 2-D interferometric radiometer operating in L-band (1.14 GHz, 21 cm wavelength; Kerr et al., 2010). It provides brightness temperature (TB) emitted from the Earth over a range of incidence angles (0° to 55°) with a spatial resolution between 35 and 50 km. Parrens et al. (2017) and Fatras et al. (2021) showed the capability of SMOS to retrieve water surface fraction (e.g., inland bodies, wetlands, floodplains, lakes, rivers) under dense forests over tropical areas. A global-scale SWAF (GSWAF) was introduced in Al Bitar et al. (2020). Moreover, SMOS can measure Earth emission in all-weather

conditions (even during heavy precipitation and cloudy sky). SWAF data provide water surface fraction over the Amazon Basin from 2010 to date each week over lowlands but it is not available over mountainous areas. Data are projected in the EASE-grid (approximatively 25 km). SWAF-HR data is a spatial desegregation of the SWAF data at 1 km (Parrens et al., 2019, Figure 3). The desegregation was performed by merging SWAF data, optical data (Global Surface Water Occurrence, Pekel et al., 2016), and radar data (Multi-Error-Removed-Improved-Terrain, Yamazaki et al., 2017). SWAF-HR data also provides the probability of a pixel being inundated. Pixels with a probability of inundation higher than 1% are decreed as belonging to the floodplain.

Once the floodplains are delineated for the whole stream network, the area of each landscape unit is then re-attributed to the corresponding sub-basin following the standard SWAT delineation procedure. In the model, the floodplain is associated with a reach and is assimilated to a prism with a triangular cross-section on each side of the reach where α is the slope of the floodplain and $width_{FP}$ is the width of the floodplain (m). In this study, SWAT is computed twice, one with the floodplain delineated with DEM (SWAT-FP) and one with the floodplain delineated with SWAF-HR (SWAT-SWAF) allowing to evaluate the role of this delineation.

3.3. Precipitation forcing

Both SWAF-FP and SWAF-SWAT were forced with the TRMM-3B42 (Huffman et al., 2007) 0.25° spatial resolution daily precipitations between 2008 and 2019. These data are adequate for our study since Buarque et al. (2011) found that TRMM and rain gauges mean annual rainfalls were fairly similar over Brazil and Paiva et al. (2011) have shown the decrease of precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon with TRMM. The daily average precipitation over the Madeira basin is represented in Figure 4.

The daily minimum and maximum temperatures from the ERA-Interim are used in this study (Berrisford et al., 2011).

4. Validation data and procedure

4.1. *In situ* data from the HyBAm observatory

In situ river data were obtained from the Critical Zone Observatory HyBAm (Hydrologie du Bassin Amazonien), a long-term monitoring program that is maintaining, in collaboration with the national stakeholders and local universities, 35 gauging stations in the Amazon catchment since 2003. For the Brazilian part of the Basin, a network of eight local stations is handled by the French National Research Institute for Sustainable Development (IRD) and the Federal University of Amazonas (UFAM). For the Bolivian part, the network is managed by the Bolivian hydrological service (SENAMHI) with the IRD and La Paz University (UMSA). All data are available at http://www.so-hybam.org for each gauging station over the Madeira Basin. Gauging stations from the Brazilian National Water Agency (ANA) were also used. In this study, the daily river water discharge and water stage for 18 stations were extracted and compared to SWAT simulations.

4.2. Spatial altimetry

The current spatial altimetry landscape regroups the ongoing missions CRYOSAT (2010), Saral (2013), Jason-3 (2016), Sentinel - 3A (2016), Sentinel - 3B (2018), CFOSAT (2018), HY-2B (2018), HY-2C (2020), and Jason-CS/Sentinel 6 (2020). TOPEX/Poséidon (1992–2006) was the first mission to apply spatial altimetry to inland waters (lakes, rivers, and floodplains) (de Oliveira Campos et al., 2001; Kouraev et al., 2004). Because of its all-weather capability and its ability to detect water beneath vegetation, radar altimetry became an essential tool for large-scale continental hydrology of ungauged areas (Birkett et al., 2002; Getirana et al., 2010; Hall et al., 2011; Frappart et al., 2018). However, the major limitations of spaceborne altimetry are its spatially limited measurements (where the river/lake/floodplain crosses the ground track of the satellite). In this study, we used the data of Jason-2 (2009–2017) and Jason-3 (2017–2019) over the tracks number 63, 76, 102, 139, 178, 241, and 254. Water height time series were calculated and extracted using the ICE-1 retracking of radar echoes (Frappart et al., 2006; Calmant et al., 2013). In order to specifically focus on the floodplains, we applied a filter on the backscattering values of the series and selected only data with a backscattering value above 20 dB. Indeed, backscattering is a proxy of what is measured by the satellite. Water bodies usually have a high signature in terms of backscattering coefficient. In the case of floodplains, where the area alternates between wet and dry conditions, we considered that the flooding occurs for backscattering values at 20 dB (Martinez and Le Toan, 2007; Frappart et al., 2020). Considering that floodplains are inundated only part of the year, we assumed that getting low signals during the low water period was irrelevant. This helps to remove outliers and artifacts that might have been recorded after heavy precipitations.

4.3. Validation of the water surface dynamic in floodplains with altimetry

This section presents the methodology leading to validate the simulated volumes of water in floodplains with spatial altimetry. The objective is to compare the water height extracted

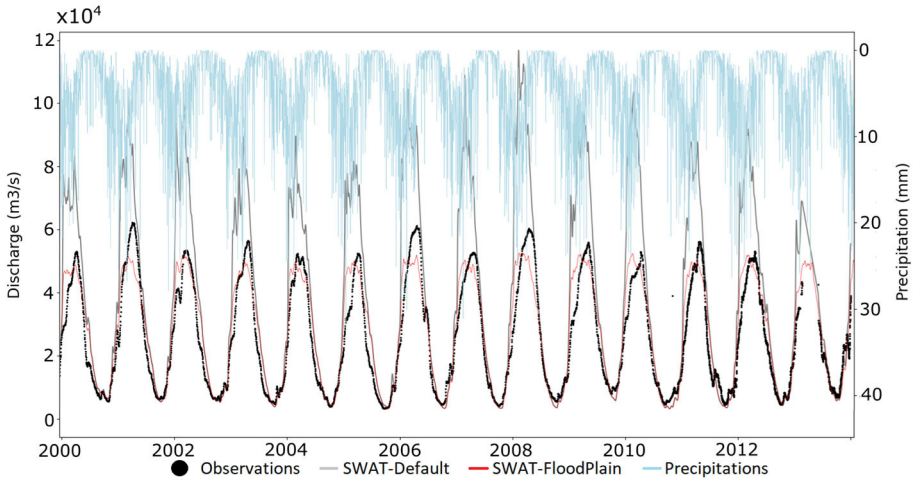


FIGURE 4
Comparison of simulated discharges for the default SWAT version (gray line) and the SWAT-FloodPlain (red line) at the Fazenda gauging station (−4.890;−60.026). The observations are displayed in black. The blue line represents the daily precipitations averaged over the whole watershed. For both simulations, parameters are run as follows: GW_DELAY = 80.00, ALPHA_BF = 1.00, GWQMIN = 1,000, REVAPMN = 1,000, GW_REVAP = 0.20, OV_N = 0.10, and CANMX = 200 and run with (Strauch and Volk, 2013), ESCO = 0.95, EPCO = 1.00, EVAPOT = 10.00, and Curve Number (CN) were calibrated by sub-basin.

from spatial altimetry with the water height calculated by the model (based on the simulated volumes) in floodplains. Once the model was calibrated and validated with the gauging stations on the discharge in the rivers, the floodplains were calibrated where altimetry tracks were available. The objective was to determine an optimal couple of latitude and floodplain Manning coefficient (CH_{N3} see Section 3.1) for a floodplain section. To achieve it, the model was run with it ranging from CH_{N3} 0.02 to 0.15 s.m$^{-1/3}$ with a step of 0.01. The water height in the floodplain was then compared to the altimetry water height time series. In the framework, the floodplain is assimilated as two triangles. The average floodplain width is either determined by SWAF-HR or by the DEM, α is the floodplain slope to the river, and the water height is retrieved with altimeters. In this configuration, the water height depends on the volume of water in the floodplain and the distance to the river. As so, comparing the water heights from the model and the altimeter requires the exact position of the sampling point of the satellite. The location of the reflective surface (generally the water body) as seen by the sensor is often imprecise which can induce errors in the estimation of the volume. Nevertheless, in the Madeira Basin, the slope of the floodplain is very low (α between [0.03%, 0.06%]). Thus, the geometry of the floodplain can be assimilated as two rectangles. Therefore, in this configuration, the water height measured with the altimeter can be compared to the water height extracted from the model as it only depends on the volume in the floodplain. Overall, the main hypotheses we make are that the water height in the floodplain is a linear relationship to the water volume in the floodplain and that validating the water heights simulated by the model with water heights measured with altimeters is equivalent to validating the water volumes. Yet, determining the localization of the measuring point of the altimeter stays critically essential. It needs to satisfy some requirements: it shall represent only the hydrodynamics of the floodplain not the stream or others nearby water bodies. The location of the point shall be robust and not change throughout the period. Therefore, in the best scenario, the location of the measuring point should be in an alluvial floodplain, far enough from the stream to avoid any signal contamination, and it should detect no water during the low water period but should get a signal as soon as the flood episode starts. To meet all the specifications and to avoid any user dependency, we designed a qualitative algorithm to properly place the measuring point of the altimeter. The objective here was to determine the latitude where the measuring point should be set for a satellite track and a sub-basin. First, we used the SWAF-HR overlay alongside the ground tracks of the satellites and the SWAT sub-basins to determine the areas that were likely to be flooded. Afterward, we compared the theoretical stream network simulated by SWAT with the existing stream network delivered by aerial or spatial imagery such as those found on Google Earth or on other web map servers. It allowed us to discriminate the sub-basins and the areas for our analysis. Second, for a designated track and sub-basin, we extracted the backscattering values over the range of the SWAF-HR overlay. The backscattering indicates the reflectivity of the surface at the nadir of the satellite and is therefore a valuable indicator of the nature of the object measured by the satellite. We considered that points with a backscattering value of over 20 dB were inundated at least part of the year. Thus, this gave us a minimum and maximum latitude

for each floodplain section on where to run our analysis. Finally, for each latitude between the minimum and maximum latitude, with a step of 0.02°, we extracted the water height series from the altimeter and compared it to the water height series simulated by the model. For the comparison, we normalized both series to avoid any bias induced by the geoid or the DEM used in the simulation. Three indexes were calculated for each comparison: the Pearson's correlation index, the percentage of bias (pbias), and the root mean squared error (RMSE). The measuring point was set up on the latitude where the three indicators were optimal for the best floodplain Manning run.

5. Results

5.1. Discharge

Figure 4 shows the difference in discharge simulation for the default SWAT version and the SWAT-FloodPlain at the outlet gauging station of the Madeira (Fazenda gauging station). Each simulation was run with the same set of parameters. First, for discharge, SWAT-FP and SWAT-SWAF appear to simulate very close value as displayed as a red line. Second, the floodplain module significantly improves the discharge in the reach. Indeed R^2 and NSE for SWAT default are about 0.91 and −0.23, respectively, while R^2 and NSE index for the SWAT-FloodPlain module are 0.94 and 0.89, respectively.

5.2. Evaluation of the floodplain extent for SWAT-FP and SWAF-SWAF

Table 1 exposes the frequencies of the floodplain areas for the SWAF framework. From the 1,445 sub-basins that constitute the Madeira Basin, only 781 sub-basins display a floodplain. In total, the floodplain estimated by SWAF-HR represents an area of 86,587 km^2 with an average area of 59 km^2 per sub-basin. The distribution of the floodplains is centered around small areas where 62% of the sub-basins have a floodplain area under 70 km^2. The SWAT-FP framework has a theoretical floodplain delineation. As so, all sub-basins have a floodable section. The cumulated floodplain area for that delineation methodology is 205,159 km^2 with an average area of 141 km^2 per sub-basin. The distribution of the areas for the DEM methodology is more homogeneous than for SWAF-HR. Indeed, only 32% of the sub-basins have an area under 62 km^2, 27% have a floodplain area between 62 and 126 km^2 while 25% of the sub-basins have an area of floodplain superior to 189 km^2. SWAF data are only available in the lowlands. So, we extracted the area of the DEM methodology on the same sub-basins where SWAF was available. As so, it appears that the DEM areas are on average larger that the SWAFs for the same sub-basins; with a difference of 110 km^2 on average. Moreover, in spite of the SWAF product been not available in mountainous areas, these represent almost half of the floodable areas for the DEM methodology. Thus, they constitute a non-negligible factor when estimating the inundations. Hamilton et al. (2002) found that the maximum of area subject to flooding in a calendar year over the Llanos de Moxos (the most important Madeira floodplain) is equal to 92,090 km^2, whereas the mean area flooded during the 1967–1997 period is equal to 29,460 km^2. Paiva et al. (2013) estimated with the MGB-IPH model that the maximum of the Bolivian floodplain is equal to 20,000 km^2, whereas an estimation of 80,000 km^2 has been found by using satellite data (GIEMS). Next, on the sub-basins that presented a SWAF-HR floodplain, the difference between the DEM methodology and SWAF-HR was calculated. Figure 5 represents the histogram of the results. A total of 76% of the sub-basins shows a positive difference indicating that in most cases, SWAF-HR underestimates the floodplain area compared to the DEM methodology. The main peak is for the basins where the difference is between 0 and 20 km^2 and corresponds to 12% of the sample, 32% of the basins show a difference smaller than 50 km^2 while half of the differences between the two methodologies are under 100 km^2. On the other hand, only 17% of the area differences are between 0 and −100 km^2.

TABLE 1 Floodable areas for the different floodplain delineation methodologies (SWAF and DEM based) and the area estimated by the DEM based methodology on the sub-basins where SWAF data is available.

	Sum	Mean	Std
SWAF based	86,587 km^2	59 km^2	141 km^2
DEM based	205,159 km^2	141 km^2	140 km^2
DEM on the same sub-basins as SWAF	131,950 km^2	169 km^2	163 km^2

5.3. Surface water storage

Figure 6 presents the interannual average variations of the floodplain surface water cycle over the Madeira Basin for SWAT-SWAF and SWAF-FP. The maximum of floodplain water storage is reached at the beginning of March for the two frameworks. This result is in accordance with Frappart et al. (2012), where the authors estimated the surface water storage of the Madeira Basin of about 800 to 1,000 km^3 per year between 2003 and 2007. Even though the period of their study and ours do not coincide, their estimation and our modeling return close values. On average, the amount of water stored in the floodplain is about 810 ± 230 km^3 per year for SWAT-SWAF and 1,300 ± 350 km^3 per year for SWAT-FP. The two models return a difference of about 490 km^3 per year in the estimation of the volume of water in the floodplains. This difference comes from the fact that

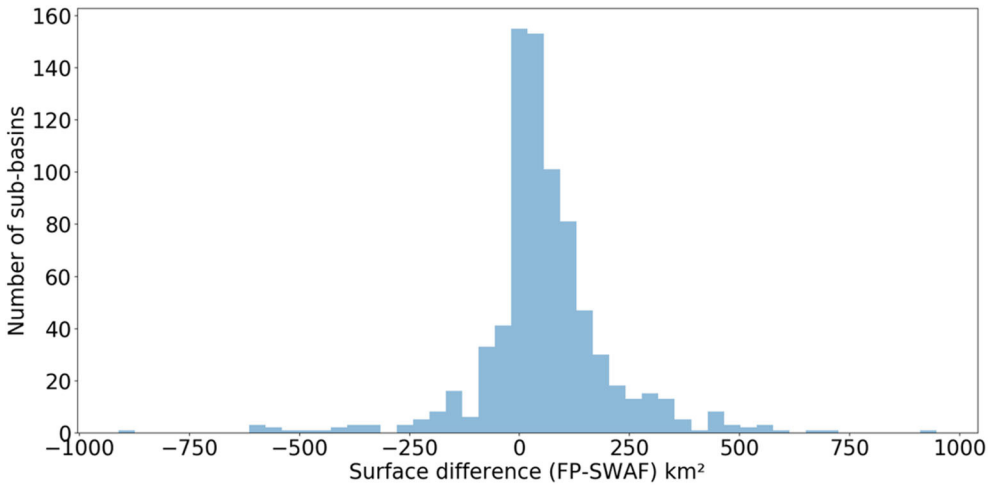


FIGURE 5
Distribution of the areas of the estimated floodplains for the SWAF and DEM methods. If the value is positive, then the DEM methodology estimates a larger floodplain than SWAF. Overall both methods return similar floodplain delineations.

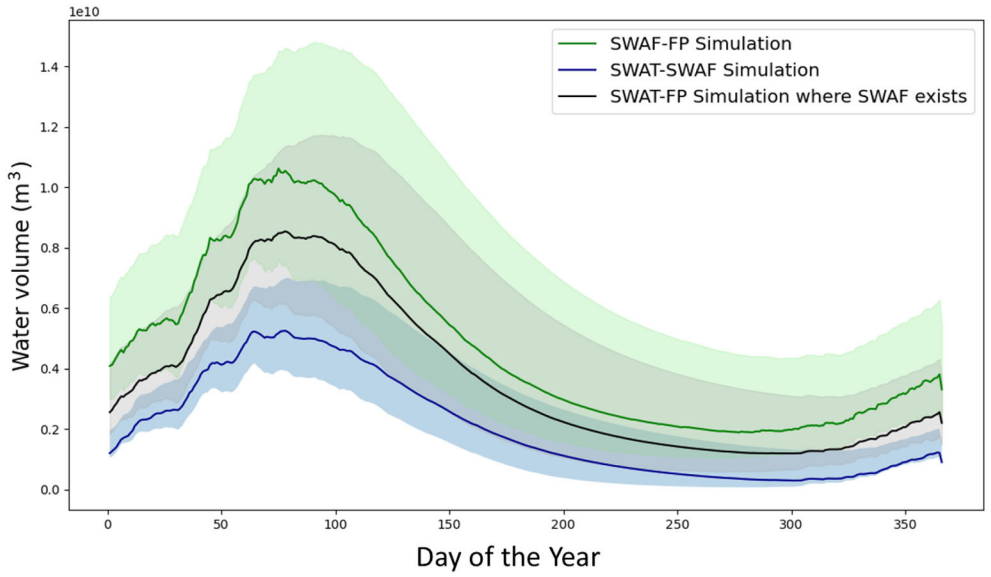


FIGURE 6
Average daily water storage in the floodplains of the Madeira Basin for the SWAT-FP model (green), the SWAT-SWAF model (blue). The gray color refers to the extraction of the volumes for the SWAT-FP model on the locations where SWAF exists.

the DEM estimation of floodplains assesses more uplands as floodplains than SWAF-HR. The estimation of the volume by SWAT-FP on the same basins where SWAF is available returns an average volume of 1,032 $\pm$ 270 km^3 per year. Nevertheless, SWAT-SWAF outputs cover 85,587 km^2 and are responsible for more than 62% of the surface water storage of the whole Madeira Basin. Moreover, the rest of the floodplains, which cover 118,572 km^2 and are located in upland areas or on small streams, may participate to one-third of the storage capacity of the Madeira Basin.

5.4. Comparison of the simulated water heights with altimetry

Performance of the models SWAT-SWAF and SWAT-FP were estimated on 64 validating points over the Madeira Basin. Figure 7 shows time series of standardized simulated water heights for the SWAT-SWAF and SWAT-FP models compared to Jason-2 and Jason-3 standardized water heights over the period 2008–2019. The upper part of the figure displays the comparison with the SWAT-SWAF model while

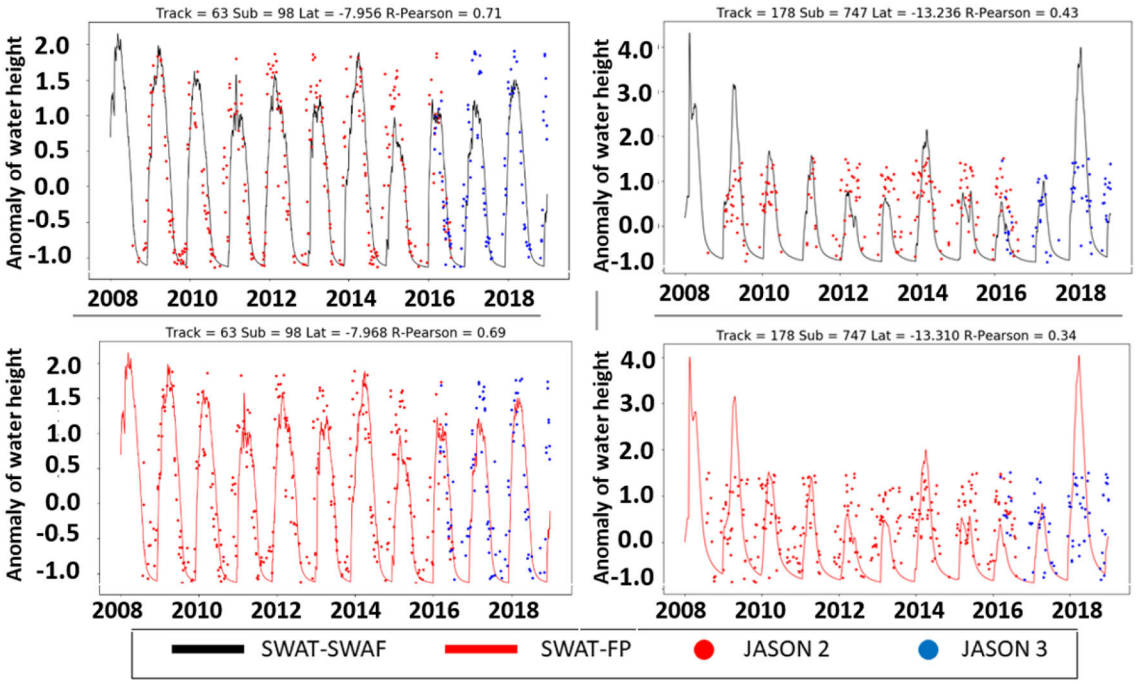


FIGURE 7
Comparison of water height variations in the floodplain between the SWAT-SWAF/SWAT-FP framework and altimetry data from 2008 to 2018. The dots refer to measurements of anomalies of water height from altimeters Jason 2 (red) and Jason 3 (blue) in floodplains. The lines represent the simulated anomalies of water height in floodplains from the SWAT-SWAF framework (black) and SWAT-FP (red).

the lower part of the figure displays the comparison with the SWAT-FP model. The left-hand side represents cases of particularly good correlations between the simulations and the observations whereas the right side shows low to satisfactory correlations. The models succeeded in reproducing the variety of water dynamics in the floodplains: from floodplains where the inundation is recurrent to floodplains where the inundation presents no pattern. For example, the left graphs in Figure 7 show a floodplain where the inundation pattern looks steady. Nevertheless, in 2016, both models simulate an inundation that appears to be less intense than the previous years. Indeed, the peak is shorter and thinner for this year. This episode is corroborated by both altimeters Jason-2 and Jason-3 where the amplitude of the measurements is shorter, and the dispersion of the points is more centered.

On the one hand, for the SWAT-SWAF model, the mean value of the R-Pearson for the 64 series is 0.49 $\pm$ 0.18. The maximal and minimum values are equal to 0.84 and 0.17, respectively. On the other hand, the time series with the SWAT-FP framework presents a mean value of equal to 0.52 $\pm$ 0.18, with a maximal value of 0.87 and a minimum value of 0.18. Overall, both models present a satisfactory to good capacity to represent the variations of the water height in the floodplain compartment. To evaluate the performance of the two models, we compared the values of the different indexes for SWAT-SWAF and SWAT-FP at each validating point. Figure 8 exposes the histograms of the different indexes for both models. Both frameworks present satisfactory unbiased simulated values. For the SWAT-SWAF model, the mean p-bias value is 88.6 and 93.0% of the points are between -49.0 and 173.0. For the SWAT-FP model, the mean value for the p-bias is 92.5 while 92.0% of the points are between -121.0 and 280.0. The repartition of the values of the p-bias for both models is similar even though there are two to three points for each model that present particularly high negative indexes. On the one hand, for the SWAT-SWAF model, 47.0% of the sample presents a correlation superior to 0.50, and 63.0% of the points have an index superior to 0.40. On the other hand, for the SWAT-FP model, 52% of the points show an R-Pearson above 0.50 and 70% show a correlation over 0.40. Even though the SWAT-FP model seems to have an overall better correlation than the SWAT-SWAF framework, the R-Pearson histogram displays a similar distribution of the index for both models. It tends to indicate that both frameworks are equivalent in terms of performance. To confirm that statement, we ran an Analysis of Variance (ANOVA) on our samples. The analysis returned a p value of 0.42 implying there is no statistical difference in the use of both models.

For the SWAT-SWAF model, the mean RMSE is 1.21 with a SD equal to 0.91 and 62.0% of the sample shows a value inferior at 1.21. For the SWAT-FP framework, the mean RMSE

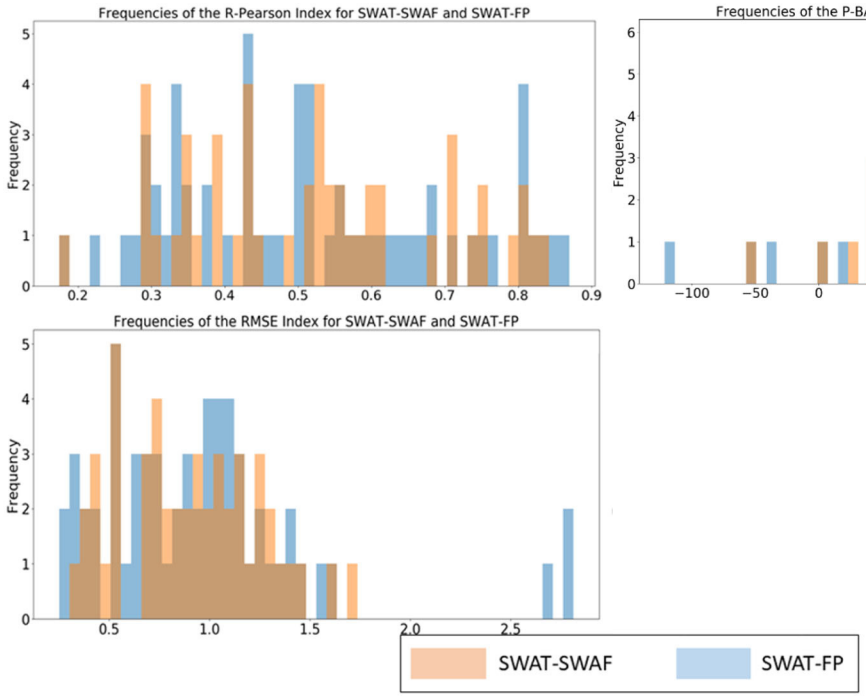


FIGURE 8
Histograms of the R-Pearson, p-bias, and RMSE indexes for both frameworks.

is 1.08 ± 0.77 and 60.0% of the points have an RMSE below 1.08. The RMSE histogram indicates that the distribution of the index is similar for the two models despite some small differences. Indeed, the SWAT-SWAF framework presents a high frequency of points at 0.5 while the SWAT-FP shows a high frequency of points around 1.00 and four samples above 2.00. Nevertheless, it appears that the performance of the models for the RMSE index is equivalent (Kruskal-Wallis test, $p = 0.25$). Figure 9 represents each point and the R-Pearson and the RMSE index, the best model between the SWAT-SWAF and SWAT-FP frameworks. For the R-Pearson, most of the points are covered by the SWAT-FP model, whereas it is the opposite for the RMSE index where most of the points refer to the SWAT-SWAF model.

5.5. Comparison of the SWAT-SWAF and SWAT-FP with the dynamics of the floodplains

In Figure 10, we classify our two models depending on features observed in the comparison of the variations of the water height in the floodplains for the SWAT-FP and the SWAT-SWAF models. Ten groups are identified. The left side of the figure exposed the spatial location of the different groups. Table 2 presents the number of sub-basins belonging to each group. Group 4 is in the majority with 28 sub-basins. Group 7 and 9 only contain two sub-basins each.

- Group 1 is constituted of three sub-basins where the variations of the SWAT-FP model are higher than the SWAT-SWAF model. Moreover, this group is characterized by a recession of the water in the floodplain occurring earlier in the SWAT-FP model.
- Group 2 is constituted of four sub-basins where the variations of the two models are similar. Nevertheless, flooding for the SWAT-FP framework occurs slightly earlier (less than 10 days) than for the SWAT-SWAF model.
- Group 3 is constituted of four sub-basins. The group is characterized by greater variation of the SWAT-SWAF model than the SWAT-FP model.
- Group 4 is constituted of 28 sub-basins. The group is characterized by variations of the water height in the floodplain almost identical for both models.
- Group 5 is constituted of six sub-basins. The critical point for the group is that some floods are simulated in the SWAT-FP model and are not present in the SWAT-SWAF model.
- Group 6 is constituted of four sub-basins where the variations of the SWAT-SWAF model are higher than the

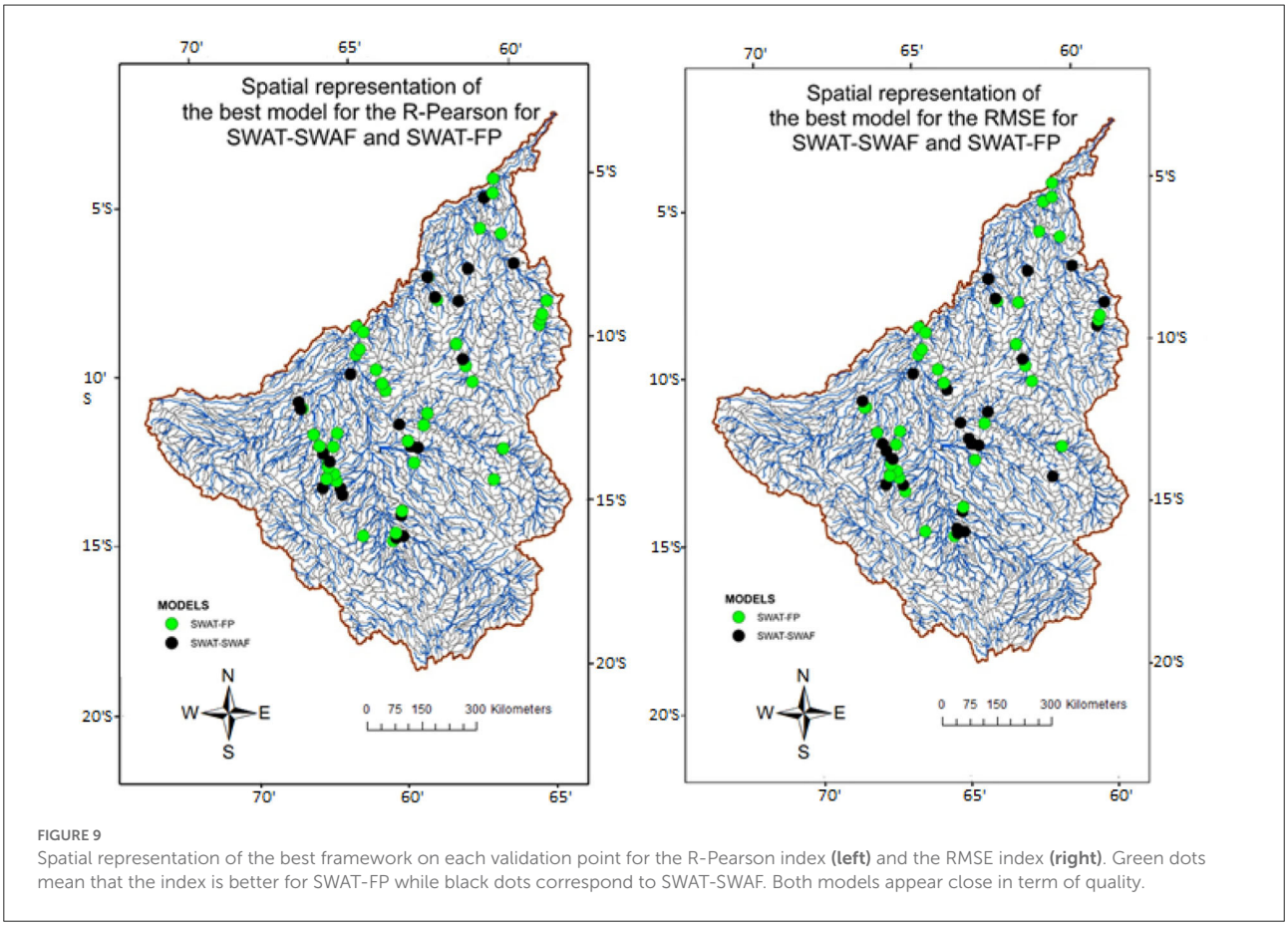


FIGURE 9
Spatial representation of the best framework on each validation point for the R-Pearson index **(left)** and the RMSE index **(right)**. Green dots mean that the index is better for SWAT-FP while black dots correspond to SWAT-SWAF. Both models appear close in term of quality.

SWAT-FP model. Moreover, this group is characterized by a recession of the water in the floodplain occurring earlier for the SWAT-SWAF model.

- Group 7 is constituted of two sub-basins. It is the opposite of the previous group where in this case, the variations of the SWAT-FP model are higher than the SWAT-SWAF model. Moreover, this group is characterized by a recession of the water in the floodplain occurring earlier for the SWAT-FP model.
- Group 8 is constituted of five sub-basins. It is a peculiar group where the dynamic of the variations of the water height in the floodplain is different between the two models.
- Group 9 is constituted of two sub-basins where the variations of the SWAT-FP model are higher than the SWAT-SWAF model. Nevertheless, flooding for the SWAT-SWAF framework occurs earlier than the SWAT-FP model and tends to last longer.
- Group 10 is constituted of three sub-basins. For most years, the variations of the SWAT-SWAF are higher than the SWAT-FP model in this group. The tendency shifts in 2008, 2009, 2014, and 2018 where the variations of water height in the floodplain for the SWAT-FP model are greater. Those years correspond to significant floods over the Madeira Basin.

These 10 groups were built regarding the results of the simulation. We could have regrouped some of them but, they show different functioning of floodplain and emphasize the importance of the delineation of the floodplain.

5.6. Effect of the floodplain delineation methodology on the performance of the model and the different groups

The comparison between the observed variations of water heights in the floodplains and the ones simulated by the two frameworks highlighted no statistical differences in general. Yet, delineating the floodplain area constitutes a key point in the model. Both frameworks present a peculiar methodology to estimate the floodplain area within a sub-basin in the SWAT model, which can lead to a local difference in the modeling. While the SWAF-HR methodology is based on remote-sensing observations and is not available on the whole

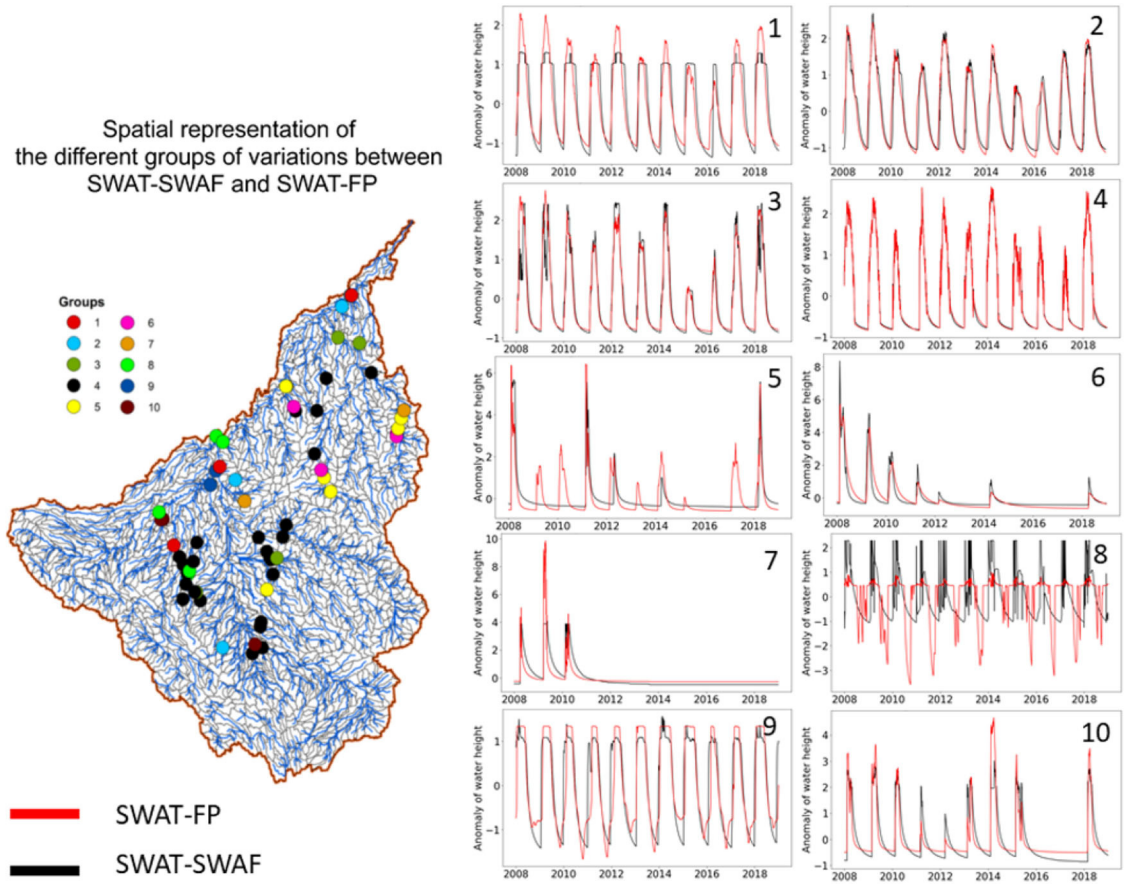


FIGURE 10
(Left) Spatial representation of the different groups identified. Each color represents a unique group. **(Right)** Graphic description of the different groups identified regarding the variations of water height in floodplains between the two frameworks.

Madeira Basin (mountainous areas are not included in the SWAF data), the DEM methodology concerns all the sub-basins. Therefore, it appears that, on average, for a given sub-basin, the cumulative floodplain area of the drainage area for the DEM delineation is always higher than for SWAF-HR (Figure 5). Figure 11 represents the floodable area estimated by SWAF-HR in function of the floodable area computed with the DEM methodology. Each dot corresponds to a sub-basin where the color depicts the location of the basin in the Madeira watershed. A low index (represented by red dots) means that the basins are located near the outlet of the watershed and on the main stem of the Madeira River. On the contrary, basins with an index between 600 and 1,000 (green/blue dots) are located in the Bolivian floodplain of the watershed. In both charts, the black line corresponds to the first bisecting line (Δ) and the green line (R) corresponds to the best polynomial regression between the FP area and the SWAF-HR area (polynomial of order two). First, most sub-basins are above the first bisecting line indicating that either the FP area is over-estimated or the SWAF-HR area is under-estimated, and it covers all location indexes. Nevertheless, sub-basins that possess a particular high location index, above 1,200 and dark blue shade, are the only category where the SWAF-HR area is systematically under-estimated. Indeed, these basins have a DEM based FP area of more than 100 km^2 but an estimation of the SWAF-HR area under 10 km^2. As a matter of fact, they correspond to the limit for the detection of SWAF-HR toward upland and mountainous areas. Overall, all basins regardless of their position in the watershed are subjected to an over/under estimation by both methodologies. However, it appears that there is a pattern in how the sub-basins scatter. In fact, most of the low-index basins are located on the left-hand side of the point where Δ and R cross, while most of the middle-index basins are on the right-hand side of that point. The high-index basins seem to scatter around to above R. Overall, this chart is an indicator of the distribution and the topography of the floodplains in the Madeira Basin. Most narrow floodplains are located near the outlet of the watershed, alongside the main stem of the Madeira River and its eastern tributaries and the

10.3389/frwa.2022.952810

Madre Dos Dios River. These floodplains are usually understated by SWAF-HR. On the contrary, large floodplains are located in the flat Bolivian part of the watershed and alongside the Guapore River. Figures 11A,B focus on the points considered in the study. In Figure 11A, the points are colored regarding their group while in Figure 11B, the color panel represents their location in the watershed as emphasized previously. First, it appears that the groups scatter according to a proper pattern. On the one hand, groups 1 and 8 are located close to Δ while groups 3 and 10 are on the R line. On the other hand, these sub-basins do not have a specific location in the watershed: the index of these points varies from low to high. Moreover, these groups do not share any common features. As a matter of fact, group 1 is characterized by the inundation occurring slightly earlier for SWAT-FP than for SWAT-SWAF, but it is the other way around for group 3, while group 8 has no feature. As so, the differences in the dynamics of the variations of the water height in the floodplain appear to be an inherent property of the framework used. This fact is emphasized in group 4. Indeed, these sub-basins are scattered mostly between the Δ and R curves and are located throughout the Madeira watershed. Yet, group 4 is characterized by both models returning a similar response for the water dynamic in the floodplain. Nevertheless, all the groups discussed above share a common topographic feature. Indeed, they are all located either on main stems or on sections where the cumulative area of the floodplain of the drainage area (especially for the SWAT framework) is superior to 50 km^2. First, this implies that the floodplain dimension does not highly constrain the inundation. Second, it means that inundations may have had occurred in upstream basins and the flood pulse may have been propagating through the stream network. It is therefore a key point in the modeling of flooding. Indeed, groups 5, 6, and 7 are located on the extreme left-hand side of the charts where the estimation of the floodplain by the DEM methodology is usually ten times wider than SWAF-HR. Moreover, these basins are located in the eastern part of the lower Madeira watershed, on tributaries and relatively small streams. Group 5 is characterized by the fact that some floods are simulated in the SWAT-FP model and are not present in the SWAT-SWAF model. In the meantime, these basins are the first basins in the network with a SWAF-HR floodplain. Moreover, these are areas in the limits of the SMOS sensors. Thus, for that case, the flooding is limited by the floodplain delineation and does not take into account up-stream processes. Groups 6 and 7 share the same area features but with a higher estimation of the SWAF area for group 6. Group 6 is characterized by the inundation occurring slightly earlier for SWAT-SWAF than for SWAT-FP, and it is the opposite for group 6. Overall, for these peculiar basins, the floodplain plays a critical role in the temporality of the inundation as it specifically impacts the velocity of the water in the floodplain section. Overall, a correct delineation of the floodplain is paramount in the framework. It is especially the case for headwater basins and small streams.

TABLE 2 Frequencies of the different groups identified in the functioning of the floodplains.

Groups	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10
Frequencies	3	4	4	28	6	4	2	5	2	3

Group 4 is over represented, indicating that both models return the same simulation.

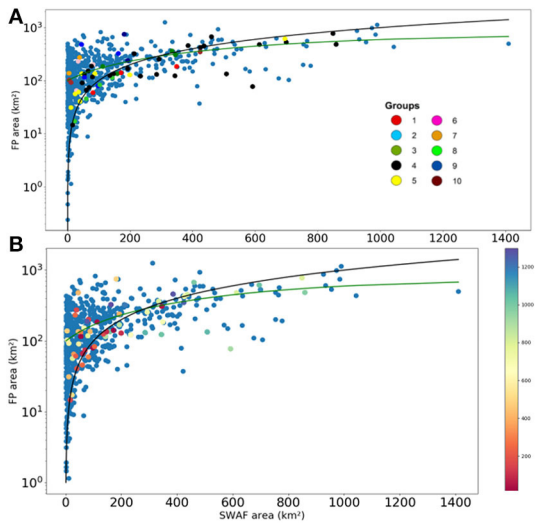


FIGURE 11
Relationship between the floodplain areas of the DEM delineation and the SWAF-HR estimation for each sub-basin. The index represents the location of the sub-basin in the watershed. A low index refers to a sub-basin located near the mouth whereas a high index means the sub-basin is in headwaters. **(A)** Specific focus on the groups. **(B)** Location of the specific sub-basins. It appears that most 'group' sub-basins are located between the first bisecting line (black line) and the best polynomial regression (green line).

6. Discussion

6.1. Impact of the floodplain delineation

At a local scale, the two models (SWAT-FP and SWAT-SWAF) have similar temporal behavior. This result is proved by the similar statistics obtained in Figure 6. While the two models differ by the amount of freshwater estimated at the global scale, they return close results at the local scale of sub-basins (Figure 7). On average, SWAT-FP estimates 50% more freshwater storage in the Madeira Basin than SWAT-SWAF (Figure 5). This difference is explained by the lack of SWAF-HR data over the mountainous areas, covering 62% of the Madeira Basin. Comparison and validation of the two frameworks at the scale of the Madeira Basin are extremely difficult because the dynamic of the freshwater storage over this basin has not been estimated to our knowledge. Only, few studies, such as Frappart et al. (2012), explore the variation of freshwater storage over

the Madeira Basin in order to detect extreme events (drought or floods) but no absolute value of water surface storage has been evocated. Other studies have worked at the scale of the Amazon Basin (Richey et al., 2002; Papa and Frappart, 2021) leading comparisons impossible. Some punctual comparisons are possible: (1) in 2014, a massive flood was observed over the Madeira Basin. Ovando et al. (2018) found that for the Mamore floodplains that constitute the large Bolivian system, the surface volume of water stored ranged from 10 to 94 km^3, the latter having been observed during the peak of the event. In 2014, we found that for SWAT-SWAF, the surface volume of water in the Mamore floodplains ranges from 15 to 240 km^3. For SWAT-FP, the estimation varies from 54 to 418 km^3. (2) For the whole Madeira Basin, Tourian et al. (2018) estimated a surface water storage of about 360 $\pm$ 10 km^3. Nevertheless, the scare resolution and the sensors used in both studies are highly likely to underestimate the surface extent of water bodies and thus the estimation of surface volumes. As a reminder, we found that the amount of water stored in the floodplain is between 810 $\pm$ 230 km^3 (SWAT-SWAF) and 1,300 $\pm$ 350 km^3 (SWAT-FP). The range of these results is higher than the latest studies cited before. The floodplain delineation plays a key role in the global estimation of the Madeira floodplain storage. The need for a better characterization of the water surfaces over a tropical area at high spatial resolution is crucial to improve our estimation.

6.2. Effects of parametrization on the flooding

In the model description, three variables are critical for the flooding and the estimation of the volumes in the floodplains: the bank full level (hbkfull), the slope of the floodplain from the upland to the river (α), and the coefficient of Manning in the floodplain (CH_{N3}). Bank full level represents the water level in the river at which the inundation is triggered. This parameter is of high significance to determine the moment and the intensity of the flooding. In SWAT-FloodPlain, the morphology of the cross-section of a channel is assimilated as a rectangle. The dimension of the channel, width, and depth, is calculated through the HydroTools processes and is averaged for each sub-basin. In the model, bank full level is defined as the elevation of the highest surface, i.e., when the water level in the channel reaches the maximum elevation. Estimation of bank full level is highly dependent on the DEM resolution. It plays a crucial role in regulating the temporality and the amount of water flooded. Therefore, as bank full level is a parameter of high significance that drives and constrains most of the flooding process, proper river geomorphology estimation through the DEM is a key point for flood modeling. On the same level, the angle of the floodplain α that characterizes the slope of the upland areas toward the river is the driver of the flooding. Indeed, as explained in \$4.3, α mainly constrains both the water level and its expansion in the floodplain. Thus, to apply appropriately the methodology designed for alluvial altimetry, accurate estimations of the floodplain slope is required. In the case of the Madeira Basin, the floodplain slopes are almost flat which influenced little the estimation of simulated water height in the floodplain. But again, a good DEM resolution is the key point. Figure 12 describes the results obtained for the SWAT-SWAF on the anomaly of simulated water height with different Manning coefficients set in the floodplain. First, this shows the impact of the Manning coefficient in the floodplain. CH_{N3} in the SWAT-FloodPlain model modifies both the temporality and the water height (thus the volume) in the floodplain. Estimating this coefficient with precision is therefore critical for assessing the dynamic and estimating the volume of water in the floodplains. Second, the results of this analysis establish the possibility of using spatial altimetry applied to floodplains in order to calibrate at least the Manning parameter from the floodplain module of the SWAT-FloodPlain model. Indeed, by discriminating the Manning values in the floodplain, this comparison indirectly validates the velocity of the flow in the compartment and the effect of vegetation.

6.3. Appropriateness of using spatial altimetry in floodplains

In this section, we classified each validation point regarding if the altimeter crosses the river, the floodplain, or the section in-between. To do so, we considered that if the river crosses or occupies most of the footprint, the point was classified as "river". When the river was close to the edge of the footprint or when a hydrologic target was less than 200 m away, the point was classified as "between" as both the river and the floodplain contribute to the signal. Finally, "floodplain" points are represented by a footprint far from the influence of the river. Figure 13 shows the distribution and classification of each point for each framework. For the SWAT-FP model, 45% of the points are classified as "river", 38% are floodplain points. For the SWAT-SWAF, 38% of the points are river points while 42% are floodplain points. Overall, the proportion of river and floodplain points for the two frameworks is equivalent. Most of the river points are located on the main stem of the Madeira and usually the river points denote a ratio between the area/width of the floodplain and the area/width of the stream inferior to 1. This infers that, for those cases, conventional altimeters do not have to capability and the resolution to distinguish the river from the floodplain. We investigated the impact of the type of validation points on the performance of the modeling for each framework. All tests (Kruskal-Wallis and ANOVA) systematically returned p values above 0.36. Thus, the type

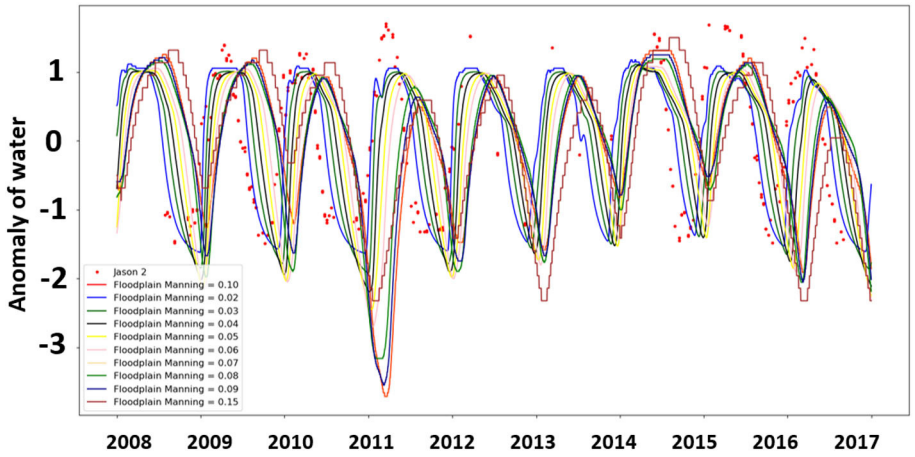


FIGURE 12
Comparison of the different Manning coefficients in the floodplain and the anomaly of water height time series for Jason 2 (red dots). Each color represents a different Manning coefficient for the floodplain leading to different velocity and a different magnitude of the flooding. This is extracted from sub-basin n°295 under track n°241 at the latitude −10.148.

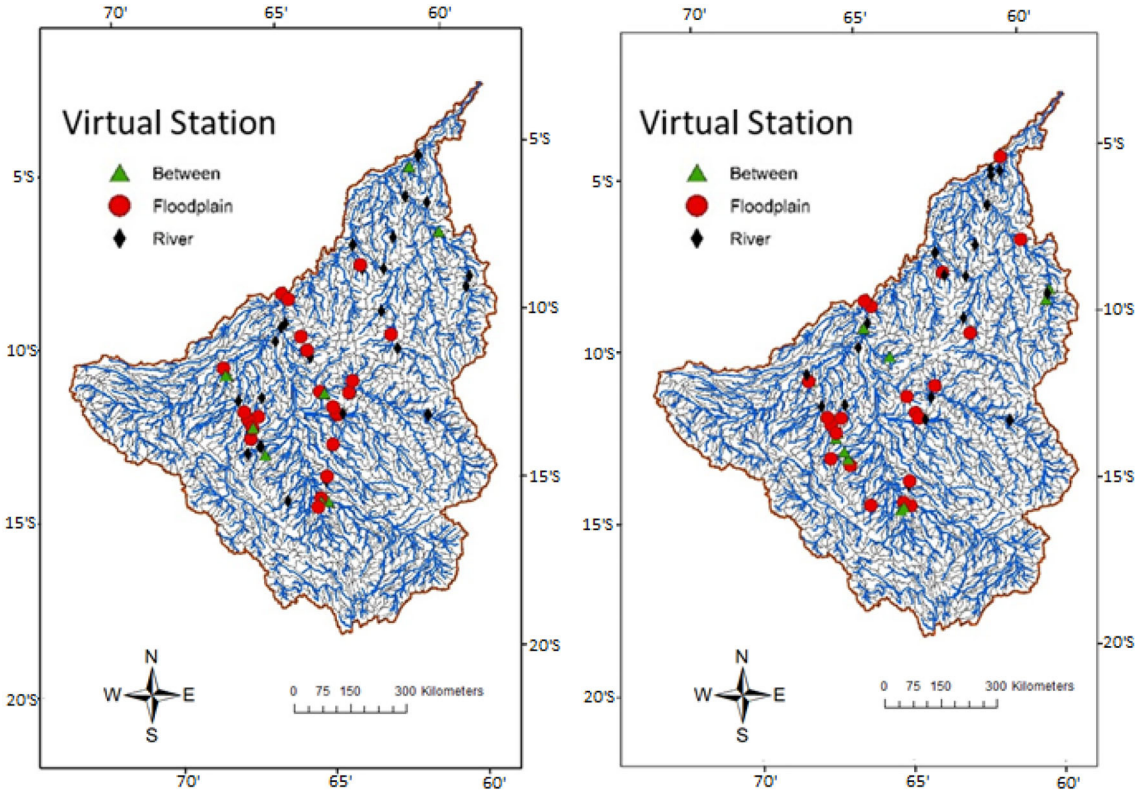


FIGURE 13
Location of the classified virtual stations for the different frameworks. A black diamond means that the virtual station (VS) is located on a river, while red dots mean that the VS is located in a floodplain where the altimeter is not influenced by the river. A green triangle means that the VS is located on land but close enough to the river for the signal to be influenced.

of virtual station has no significant effect on the quality of the modeling. Conventional altimeters were originally designed to monitor first the oceans and then were used in terrestrial hydrology with several applications on rivers and lakes water height. Our results tend to indicate that conventional altimeters as Jason-2 and Jason-3 can further be used to monitor altitudes

on unusual hydrologic targets, such as alluvial floodplains in large-scale watersheds.

Furthermore, we compared how the same validation points were classified between the two frameworks. Most of the points (70%) are evenly classified in both models. Usually, if there is a different classification, it concerns points that transition from river to "between" or the other way around and points that were classified as floodplain in one model and "between" in the other. Only less than 5% of the points are classified as river in one model but as floodplain in the other model (or the other way around). This result indicates the robustness and the consistency of the altimetric measurement as well as the relevance of using altimetry data in alluvial floodplain to validate inundation module of models. Indeed, it shows that regardless of the frameworks used, a validation point usually refers to a unique hydrological component, either the river or the floodplain, and is unlikely to switch between them. Moreover, this opens possibilities to use altimetry data to improve the understanding of the dynamic and the functioning of alluvial floodplains. Indeed, a river point indicates that the dynamic of the floodplain is highly influenced and controlled by its connected stream while a floodplain point suggests that the mechanism of the inundation is complex and multi-factored.

7. Conclusion

This study presents a new floodplain module for the SWAT model with two different methodologies to delineate the floodplain with the aim to better characterize the hydrology of Madeira floodplains. In the SWAT-FloodPlain model, the floodplains are connected, allowing a transfer of water between the stream and the floodplain and between two consecutive up and down stream floodplains. The propagation of the flood pulse in both the stream and the floodplain is apprehended using a kinetic wave. We also designed a methodology based on the use of conventional spatial altimetry (Jason-2 and Jason-3) in alluvial floodplains to validate the floodplain module. The results show first the capability of using conventional altimetry over unusual terrestrial areas such as alluvial floodplains and the capacity of the SWAT-FloodPlain model to properly simulate the dynamic of water in the alluvial section. This study also shows how the topographic variability of the terrain influences and constrains the performance of the modeling and how passive microwave observations, and DEM-based floodplain delineation can improve the spatial representation of the alluvial area. Further studies should focus on using SAR altimetry in the floodplain with denser ground track networks and more precise footprint to improve the representation of open waters dynamics in large-scale watersheds. Data from future missions like surface water and ocean topography (SWOT) will improve the results of such studies through the integration of surfaces and volume information.

Data availability statement

The raw data supporting the conclusions of this article will be made available by the authors, without undue reservation.

Author contributions

JG designed the floodplain module for SWAT-FloodPlain and designed the methodology based on altimetry data. WS developed the hydraulic routing for streams in SWAT. JG and MP wrote the manuscript. All authors contributed to the correction of the manuscript and provided the scientific advice. All authors contributed to the article and approved the submitted version.

Funding

This work was funded by the HydroSIM project (Hydrologie Spatiale, *In situ* et Modélisation) and the European Space Agency (ESA) in the framework of the Expert Support Laboratories and by the program Terre Océan Surfaces Continentales et Atmosphere (TOSCA, France) and by the Centre Aval de Traitement des Données SMOS (CATDS). The CATDS has also provided the SMOS L3 dataset. This work was part of SWOT-AVAL.

Conflict of interest

The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Publisher's note

All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article, or claim that may be made by its manufacturer, is not guaranteed or endorsed by the publisher.

References

Abbaspour, K. C., Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., and Klove, B. (2015). A continental-scale hydrology and water quality model for europe: calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *J. Hydrol.* 524, 733–752. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.027

Al Bitar, A., Parrens, M., Fatras, C., and Luque, S. P. (2020). "Global weekly inland surface water dynamics from L-band microwave," in *IGARSS 2020-2020 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (Waikoloa, HI: IEEE), 5089–5092. doi: 10.1109/IGARSS39084.2020.9324291

Alsdorf, D. E., Rodriguez, E., and Lettenmaier, D. P. (2007). Measuring surface water from space. *J. Hydrol.* 45, RG2002. doi: 10.1029/2006RG000197

Amoros, C., Roux, A. L., Reygrobellet, J. L., Bravard, J. P., and Pautou, G. (1987). A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems. *Regul. Rivers Res. Manage.* 1, 17–36. doi: 10.1002/rrr.3450010104

Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., and Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, 73–89. doi: 10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x

Berrisford, P., Kallberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J., et al. (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-interim. *Q. J. R. Meterol. Soc.* 137, 1381–1399. doi: 10.1002/qj.864

Biancamaria, S., Bates, P. D., Boone, A., and Mognard, N. M. (2009). Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia. *J. Hydrol.* 379, 136–150. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.054

Biancamaria, S., Lettenmaier, D. P., and Pavelsky, T. M. (2016). The SWOT mission and its capabilities for land hydrology. *Surv. Geophys.* 37, 307–337. doi: 10.1007/s10712-015-9346-y

Birkett, C. M., Mertes, L. K., Dunne, T., Costa, M. H., and Jasinski, M. J. (2002). Surface water dynamics in the Amazon basin: application of satellite radar altimetry. *J. Geophys. Res. Atmos.* 107, LBA 26-1- LBA 26-21. doi: 10.1029/2001JD000609

Buarque, D. C., de Paiva, R. C. D., Clarke, R. T., and Mendes, C. A. B. (2011). A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network. *J. Geophys. Res. Atmos.* 116, D19105. doi: 10.1029/2011JD016060

Calmant, S., da Silva, J. S., Moreira, D. M., Seyler, F., Shum, C. K., Crétaux, J. F., et al. (2013). Detection of envisat RA2/ICE-1 retracked radar altimetry bias over the Amazon basin rivers using GPS. *Adv. Space Res.* 51, 1551–1564. doi: 10.1016/j.asr.2012.07.033

de Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D., et al. (2001). Temporal variations of river basin waters from topex/poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. 333, 633–643. doi: 10.1016/S1251-8050(01)01688-3

Du, L., Rajib, A., and Merwade, V. (2018). Large scale spatially explicit modeling of blue and green water dynamics in a temperate mid-latitude basin. 562, 84–102. doi: 10.1016/j.jhydrol.2018.02.071

Emery, C. M., Paris, A., Biancamaria, S., Boone, A., Calmant, S., Garambois, P.-A., et al. (2018). Large-scale hydrological model river storage and discharge correction using a satellite altimetry-based discharge product. 22, 2135–2162. doi: 10.5194/hess-22-2135-2018

Espinoza Villar, J. C., Guyot, J. L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., et al. (2009). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). 375, 297–311. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.004

Espinoza, J. C., Marengo, J. A., Ronchail, J., Carpio, J. M., Flores, L. N., and Guyot, J. L. (2014). The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical south Atlantic SST gradient. 9, 124007. doi: 10.1088/1748-9326/9/12/124007

Faramarzi, M., Abbaspour, K. C., Ashraf Vaghefi, S., Farzaneh, M. R., Zehnder, A. J. B., Srinivasan, R., et al. (2013). Modeling impacts of climate change on freshwater availability in Africa. 480, 85–101. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.12.016

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. 45, RG2004. doi: 10.1029/2005RG000183

Fassoni-Andrade, A. C., Fleischmann, A. S., Papa, F., Paiva, R. C. D., Wongchuig, S., Wongchuig, S., et al. (2021). Amazon hydrology from space: scientific advances and future challenges. *Rev. Geophys.* 59, e2020RG000728. doi: 10.1029/2020RG000728

Fatras, C., Parrens, M., Luque, S. P., and Bitar, A. A. (2021). Hydrological dynamics of the Congo basin from water surfaces based on l-band microwave. 57, e2020WR027259. doi: 10.1029/2020WR027259

Fleischmann, A. S., Paiva, R. C. D., Collischonn, W., iqueira, V. A., Paris, A., Moreira, D. M., et al. (2020). Trade-offs between 1D and 2D regional river hydrodynamic models. 56, e2019WR026812. doi: 10.1029/2019WR026812

Frappart, F., Biancamaria, S., Normandin, C., Blarel, F., Bourrel, L., Aumont, M., et al. (2018). Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap lake. 636, 1520–1533. doi: 10.1016/j.scitotenv.2018.04.326

Frappart, F., Blarel, F., Papa, F., Prigent, C., Mougin, E., Paillou, P., et al. (2020). Backscattering signatures at Ka, Ku, C and S bands from low resolution radar altimetry over land. *Adv. Space Res.* 68, 989–1012. doi: 10.1016/j.asr.2020.06.043

Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F., and Cazenave, A. (2006). Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. 100, 252–264. doi: 10.1016/j.rse.2005.10.027

Frappart, F., Papa, F., Silva, J. S., Ramillien, G., Prigent, C., Seyler, F., et al. (2012). Surface freshwater storage and dynamics in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought. 7, 044010. doi: 10.1088/1748-9326/7/4/044010

Garreaud, R., Vuille, M., and Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. 194, 5–22. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00269-4

Gassman, P. W., Sadeghi, A. M., and Srinivasan, R. (2014). Applications of the swat model special section: overview and insights. *J. Environ. Qual.* 43, 1–8. doi: 10.2134/jeq2013.11.0466

Getirana, A., Peters-Lidard, C., Rodell, M., and Bates, P. D. (2017). Trade-off between cost and accuracy in large-scale surface water dynamic modeling. *Water Resour. Res.* 53, 4942–4955. doi: 10.1002/2017WR020519

Getirana, A. C. V., Bonnet, M.-P., Filho, O. C. R., Collischonn, W., Guyot, J.-L., Seyler, F., et al. (2010). Hydrological modelling and water balance of the Negro river basin: evaluation based on *in situ* and spatial altimetry data. 24, 3219–3236. doi: 10.1002/hyp.7747

Grimaldi, S., Schumann, G. J.-P., Shokri, A., Walker, J. P., and Pauwels, V. R. N. (2019). Challenges, opportunities, and pitfalls for global coupled hydrologic–hydraulic modeling of floods. *Water Resour. Res.* 55, 5277–5300. doi: 10.1029/2018WR024289

Häfliger, V., Martin, E., Boone, A., Habets, F., David, C. H., Garambois, P.-A., et al. (2015). Evaluation of regional-scale river depth simulations using various routing schemes within a hydrometeorological modeling framework for the preparation of the SWOT mission. 16, 1821–1842. doi: 10.1175/JHM-D-14-0107.1

Hall, A. C., Schumann, G. J. P., Bamber, J. L., and Bates, P. D. (2011). Tracking water level changes of the Amazon basin with space-borne remote sensing and integration with large scale hydrodynamic modelling: a review. 36, 223–231. doi: 10.1016/j.pce.2010.12.010

Hamilton, S. K., Sippel, S. J., and Melack, J. M. (2002). Comparison of inundation patterns among major south american floodplains. *J. Geophys. Res.* 107, LBA 5-1-LBA 5-14. doi: 10.1029/2000JD000306

Hess, L. L., Melack, J. M., Affonso, A. G., Barbosa, C., Gastil-Buhl, M., and Novo, E. M. L. M. (2015). Wetlands of the lowland Amazon basin: extent, vegetative cover, and dual-season inunyeard area as mapped with JERS-1 synthetic aperture radar. 35, 745–756. doi: 10.1007/s13157-015-0666-y

Hess, L. L., Melack, J. M., Novo, E. M. L. M., Barbosa, C. C. F., and Gastil, M. (2003). Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. 87, 404–428. doi: 10.1016/j.rse.2003.04.001

Hill, A. R. (1990). Ground water flow paths in relation to nitrogen chemistry in the near-stream zone. 206, 39–52. doi: 10.1007/BF00018968

Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., et al. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. 8, 38–55. doi: 10.1175/JHM560.1

Júnior, J. L. S., Tomasella, J., and Rodriguez, D. A. (2015). Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira river basin. 129, 117–129. doi: 10.1007/s10584-015-1338-x

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., et al. (2010). The SMOS mission: New tool for monitoring key elements ofthe global water cycle. 98, 666–687. doi: 10.1109/JPROC.2010.2043032

Kouraev, A. V., Zakharova, E. A., Samain, O., Mognard, N. M., and Cazenave, A. (2004). Ob' river discharge from TOPEX/poseidon satellite altimetry (1992–2002). 93, 238–245. doi: 10.1016/j.rse.2004.07.007

Krysanova, V., and White, M. (2015). Advances in water resources assessment with SWAT–an overview. 60, 771–783. doi: 10.1080/02626667.2015.1029482

Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M. D., Sampaio de Oliveira, G., de Oliveira, R., et al. (2008). The drought of Amazonia in 2005. 21, 495–516. doi: 10.1175/2007JCLI1600.1

Martinez, J.-M., and Le Toan, T. (2007). Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal sar data. *Remote Sens. Environ*. 108, 209–223. doi: 10.1016/j.rse.2006.11.012

Melack, J. M., and Hess, L. L. (2011). "Remote sensing of the distribution and extent of wetlands in the Amazon basin," in *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management, Ecological Studies*, eds W. J. Junk, M. T. F. Piedade, F. Wittmann, J. Schongart, and P. Parolin (Dordrecht: Springer), 43–59. doi: 10.1007/978-90-481-8725-6_3

Montazem, A. S., Garambois, P.-A., Calmant, S., Finaud-Guyot, P., Monnier, J., Moreira, D. M., et al. (2019). Wavelet-based river segmentation using hydraulic control-preserving water surface elevation profile properties. 46, 6534–6543. doi: 10.1029/2019GL082986

Nguyen, P., Thorstensen, A., Sorooshian, S., Hsu, K., AghaKouchak, A., Sanders, B., et al. (2016). A high resolution coupled hydrologic?hydraulic model (HiResFlood-UCI) for flash flood modeling. 541, 401–420. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.10.047

Notebaert, B., and Piegay, H. (2013). Multi-scale factors controlling the pattern of floodplain width at a network scale: the case of the Rhone basin, France. 200, 155–171. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.03.014

Ovando, A., Martinez, J. M., Tomasella, J., Rodriguez, D. A., and von Randow, C. (2018). Multi-temporal flood mapping and satellite altimetry used to evaluate the flood dynamics of the Bolivian Amazon wetlands. 69, 27–40. doi: 10.1016/j.jag.2018.02.013

Ovando, A., Tomasella, J., Rodriguez, D. A., Martinez, J. M., Siqueira-Junior, J. L., Pinto, G. L. N., et al. (2016). Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. 5, 293–308. doi: 10.1016/j.ejrh.2015.11.004

Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Clarke, R. T., Collischonn, W., and Allasia, D. G. (2011). Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data. *Geophys. Res. Lett*. 38, L04406. doi: 10.1029/2010GL045277

Paiva, R. C. D., d., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., et al. (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon river basin. 49, 1226–1243. doi: 10.1002/wrcr.20067

Papa, F., and Frappart, F. (2021). Surface water storage in rivers and wetlands derived from satellite observations: a review of current advances and future opportunities for hydrological sciences. 13, 4162. doi: 10.3390/rs1320 4162

Parrens, M., Al Bitar, A., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S., Cretaux, J.-F., et al. (2017). Mapping dynamic water fraction under the tropical rain forests of the Amazonian basin from SMOS brightness temperatures. 9, 350. doi: 10.3390/w9050350

Parrens, M., Bitar, A. A., Frappart, F., Paiva, R., Wongchuig, S., Papa, F., et al. (2019). High resolution mapping of inundation area in the Amazon basin from a combination of L-band passive microwave, optical and radar datasets. 81, 58–71. doi: 10.1016/j.jag.2019.04.011

Pedinotti, V., Boone, A., Ricci, S., Biancamaria, S., and Mognard, N. (2014). Assimilation of satellite data to optimize large-scale hydrological model parameters: a case study for the SWOT mission. 18, 4485–4507. doi: 10.5194/hess-18-4485-2014

Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., and Belward, A. S. (2016). High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. 540, 418–422. doi: 10.1038/nature20584

Phiri, W. K., Vanzo, D., Banda, K., Nyirenda, E., and Nyambe, I. A. (2021). A pseudo-reservoir concept in SWAT model for the simulation of an alluvial floodplain in a complex tropical river system. 33, 100770. doi: 10.1016/j.ejrh.2020.100770

Pinel, S., Bonnet, M.-P., Silva, J. S. D., Sampaio, T. C., Garnier, J., Catry, T., et al. (2020). Flooding dynamics within an Amazonian floodplain: Water circulation patterns and inundation duration. 56, e2019WR026081. doi: 10.1029/2019WR026081

Rathjens, H., Oppelt, N., Bosch, D. D., Arnold, J. G., and Volk, M. (2015). Development of a grid-based version of the SWAT landscape model. 29, 900–914. doi: 10.1002/hyp.10197

Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M., and Hess, L. L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO 2. 416, 617–620. doi: 10.1038/416617a

Roche, M.-A., Fernandez Jauregui, C., Aliaga, A., Bourges, J., Cortes, J., Guyot, J.-L., et al. (1991). *Water salt balances of the Bolivian Amazon*. Available online at: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers15-10/010047192.pdf

Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vauchel, P., Phillips, L., Castro, A., et al. (2005). Inundations in the Mamore basin (south-western Amazon-Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. 302, 223–238. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.07.005

Ronchail, J., and Gallaire, R. (2006). ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. 26, 1223–1236. doi: 10.1002/joc.1296

Santini, W. (2020). *Caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire du bassin de l'ucayali (pérou), par une approche intégrant réseau de mesures, télédétection et modélisation hydrologique*. doi: 10.13140/RG.2.2.32547.60964

Schumm, S. A. (1977). *The Fluvial System*. New York, NY: Wiley-Interscience Pub.

Strauch, M., and Volk, M. (2013). SWAT plant growth modification for improved modeling of perennial vegetation in the tropics. 269, 98–112. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2013.08.013

Tourian, M. J., Reager, J. T., and Sneeuw, N. (2018). The total drainable water storage of the Amazon river basin: a first estimate using GRACE. 54, 3290–3312. doi: 10.1029/2017WR021674

Trigg, M. A., Birch, C. E., Neal, J. C., Bates, P. D., Smith, A., Sampson, C. C., et al. (2016). The credibility challenge for global fluvial flood risk analysis. *Environ. Res. Lett*. 11, 094014. doi: 10.1088/1748-9326/11/9/094014

Vannote, R. L., Minshall, G. W., Cummins, K. W., Sedell, J. R., and Cushing, C. E. (1980). The river continuum concept. 37, 130–137. doi: 10.1139/f80-017

Vauchel, P., Santini, W., Guyot, J. L., Moquet, J. S., Martinez, J. M., Espinoza, J. C., et al. (2017). A reassessment of the suspended sediment load in the madeira river basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10 years of data from the HYBAM monitoring programme. 553, 35–48. doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.07.018

Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., et al. (2006). Toward a unified view of the american monsoon systems. 19, 4977–5000. doi: 10.1175/JCLI3896.1

Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O'Loughlin, F., Neal, J. C., et al. (2017). A high-accuracy map of global terrain elevations. 44, 5844–5853. doi: 10.1002/2017GL072874

Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., and Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. 47. doi: 10.1029/2010WR009726

Zeng, N., Yoon, J.-H., Marengo, J. A., Subramaniam, A., Nobre, C. A., Mariotti, A., et al. (2008). Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. 3, 014002. doi: 10.1088/1748-9326/3/1/014002

Chapitre 3

Détermination de la dynamique d'inondation sur le bassin versant de l'Amazone.

"May the Valkyries welcome you and lead you through Odin's great battlefield. May they sing your name with love and fury, so that we might hear it rise from the depths of Valhalla and know that you've taken your rightful place at the table of kings. For a great man has fallen : A warrior. A chieftain. A father. A friend."

Stoick the Vast

How To Train Your Dragon (2014)

Sommaire

3.1 Mise en place du projet SWAT sur l'Amazone. 187

3.2 Estimation des stocks d'eau libre dans les plaines d'inondation. . . . 195

3.3 Effets des évènements climatiques extrêmes sur les inondations. . . . 236

3.4 Mécanismes des inondations sur les bassins versants amazoniens. . . 248

AVANT PROPOS

À la suite du test de la méthodologie sur le bassin versant du Madeira, dont les résultats sont plus que satisfaisants, il convient dans ce chapitre de s'intéresser à l'ensemble de l'hydrosystème amazonien. S'il semble à première vue important de décrire la mise en place du projet de modélisation avec le modèle SWAT sur le bassin versant de l'Amazone, c'est alors pour comprendre les objectifs et les enjeux de modélisation liés à l'estimation des stocks d'eau en eaux libres à une telle échelle.

Il s'agira ensuite de présenter les résultats du module de routage de l'eau de SWAT-FloodPlain au niveau des grandes rivières amazoniennes. Le chapitre se poursuit alors avec la comparaison entre les hauteurs d'eau simulées par le modèle et les séries temporelles de hauteurs d'eau des altimètres Jason et Sentinel-3A, aussi bien dans le cours d'eau que dans la plaine d'inondation. Cette étape nous permet alors de déterminer les dynamiques alluviales en termes de stocks en eaux libres, pour l'ensemble de l'hydrosystème amazonien et de ses principaux affluents, à différentes échelles spatiales et temporelles.

Enfin, nous proposons de conclure le chapitre sur une analyse de l'impact des événements climatiques extrêmes, comme El Niño et La Niña, sur l'hydrologie du bassin versant et ses tributaires, avec une attention particulière portée sur les plaines d'inondation.

3.1 Mise en place du projet SWAT sur l'Amazone.

3.1.1 Les données d'entrée utilisées pour la simulation.

La mise en place d'un projet SWAT repose essentiellement sur trois couches principales qui sont : le MNT, une couche de sol et une couche d'occupation/utilisation du sol (Fig. 3.1). La Table. 3.2 recense l'ensemble des données d'entrée qui ont été utilisées afin de monter le projet de simulation SWAT sur le bassin versant de l'Amazone. Le MNT utilisé ici est issu de la mission Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM - Farr et al. (2007)). Bien que le produit d'origine propose une résolution spatiale de 90 m, nous avons décidé de le dégrader à 500 m pour plusieurs raisons. Tout d'abord, afin de garder une certaine cohérence dans la résolution des différentes couches utilisées ; notamment avec SWAF-HR pour la délimitation de la plaine d'inondation. De plus, la partie centrale du bassin est très plate, c'est également le cas dans les plaines alluviales, là où la topographie est peu variable. Ainsi à cette échelle, la résolution du MNT impacte peu la définition des sous-bassins. Enfin, un paramètre non négligeable est le gain en temps de calcul.

Donnée d'entrée	Produit	Résolution Spatiale	Source
MNT	SRTM DEM v.3	90 m dégradé à 500 m	`https://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/` Reuter et al. (2007)
Sols	Harmonized world soil database	1 km	`https://www.fao.org`
Occupation des sols	Global Land Cover 2000	1 km	`https://forobs.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php`
Précipitations	TRMM 3B42-v7	0.25°	`https://disc.gsfc.nasa.gov` Huffman et al. (2007)
Températures	ERA-interim	0.80°	`https://www.ecmwf.int` Berrisford et al. (2011)
Plaine d'inondation	SWAF-HR	0.01°	Parrens et al. (2019)

TABLE 3.1 – Définition des différentes données d'entrée utilisées pour la simulation SWAT du bassin versant de l'Amazone.

En ce qui concerne la couche d'occupation/utilisation des sols (Fig. 3.1 (a)), nous nous sommes tournés vers le produit Global Land Cover 2000 (GLC 2000). Ce dernier est issu d'une volonté de la Commission Européenne de fournir pour les années 2000 une base de données harmonisée sur l'ensemble de la planète dans le cadre de l'évaluation des écosystèmes pour le millénaire. Cette base de données demeure relativement robuste et constitue une base pour l'ensemble des études environnementales. Bien que celle-ci date des années 2000, on peut noter que cela coïncide néanmoins avec une grande partie de la période de simulation. Il faudra cependant considérer que les résultats pour les années les plus récentes peuvent potentiellement présenter un biais lié à l'expansion de l'arc de déforestation amazonien (Silva Junior et al., 2021).

Trois différentes classes de pentes (Fig. 3.1 (d)) ont été choisies pour ce projet dans l'objectif de représenter simplement les grandes structures principales du bassin. La classe de 0 à 3% représente les zones hydrologiques : cours d'eau, lacs, plaines d'inondation, etc. La dernière classe ($> 5\%$) représente les versants de montagnes où l'érosion est potentiellement élevée.

En ce qui concerne les données de forçage climatique, les produits issus de la télédétection, ou, à l'échelle globale apparaissent comme les plus adaptés sur une problématique de modélisation à grande échelle. En effet, cela permet une homogénéité de la donnée sur l'ensemble de la zone d'étude ainsi qu'une couverture temporelle optimale et continue. On trouvera alors d'une part la mission de mesure des précipitations de la zone tropicale, *Tropical Rainfall Measurement Mission* - TRMM 3B42-v7. Et d'autre part, le produit ERA-Interim, pour les températures, qui se compose d'une ré-analyse des données atmosphériques passées de l'*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF ainsi que des mesures en temps réel. La couverture spatiale de ces deux produits ($0.25°$ et $0.80°$) permet alors de prendre en compte les variabilités spatiales des précipitations et des températures sur l'ensemble du bassin versant. Notons qu'il existe un biais non négligeable au niveau des zones de hautes montagnes (Strauch et al., 2017). Toutefois, plusieurs auteurs relèvent la pertinence d'utiliser ces produits en modélisation hydrologique sur l'Amazone et sur les versants andins (Collischonn et al., 2008; Betts et al., 2009; Casimiro et al., 2009; Zulkafli et al., 2014; Correa et al., 2017; Towner et al., 2019; Fabre et al., 2020; Santini, 2020).

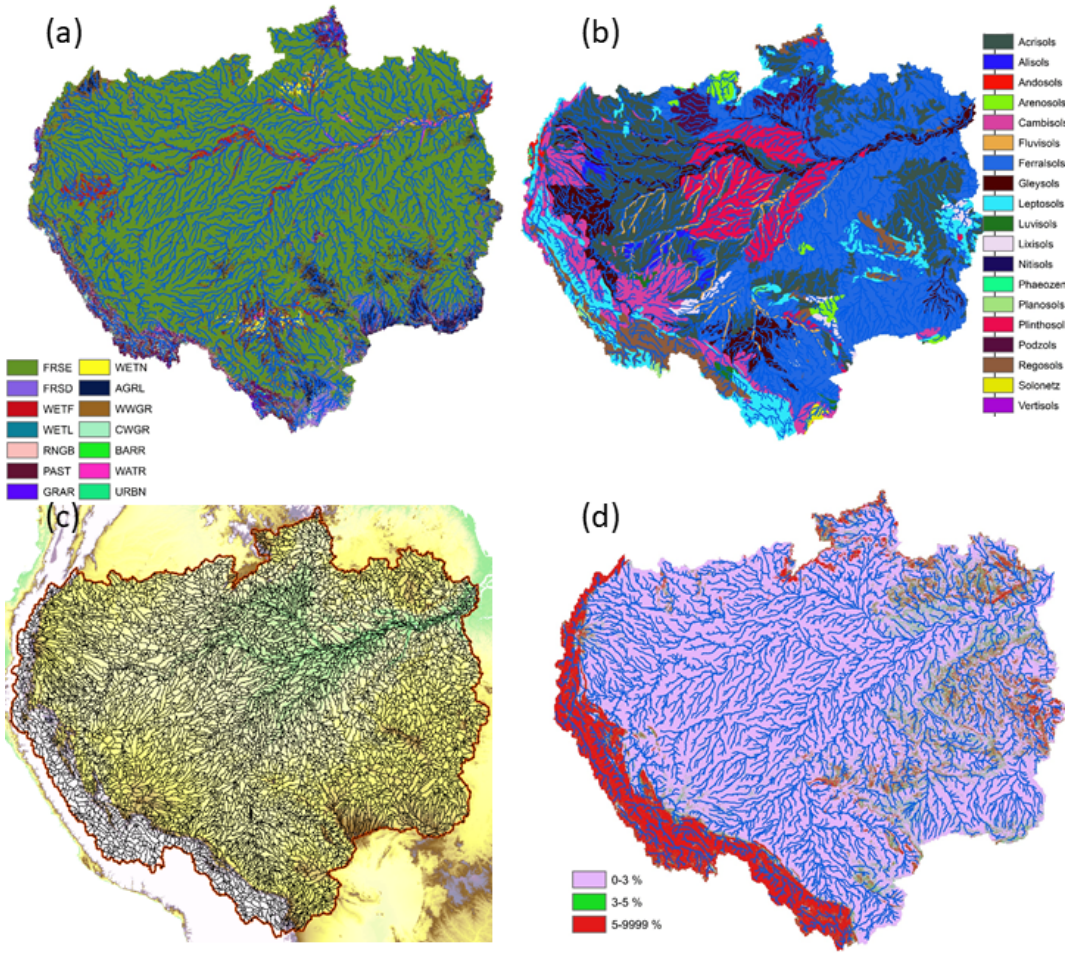


FIGURE 3.1 – Les différentes couches d'entrée utilisées dans le projet Amazone : (a) Occupation et Utilisation des sols. (b) Classes des sols. (c) MNT et distribution des sous-bassins SWAT. (d) Classes de pentes et réseau hydrographique.

3.1.2 Réflexion sur la discrétisation du projet.

La discrétisation spatiale d'un projet SWAT est intimement liée aux objectifs de modélisation. Si l'objectif premier est d'estimer les stocks en eau libre sur l'ensemble du bassin versant, ainsi que les flux sédimentaires, un projet relativement grossier est à privilégier. Il reste cependant important de respecter les différentes régions pédo-climatiques ainsi que les grands domaines morphologiques du bassin. Cependant, dans notre cas deux contraintes principales viennent forcer la taille des sous bassins. Dans les deux cas, il s'agit des stations virtuelles : qu'elles soient altimétriques ou de qualité de l'eau. En effet, dans un premier temps, il est nécessaire de s'assurer que la morphologie des biefs soit suffisamment proche de la réalité afin

de représenter la hauteur d'eau. Dans un même temps, il est essentiel préserver des tailles de plaine alluviale qui soient cohérentes avec leur typologie et leur dynamique, et la série temporelle altimétrique. Ainsi, des sous bassins trop grands risquent de regrouper des dynamiques dissemblables et d'être décorrélés de la réalité. Enfin, le même problème se pose pour les stations virtuelles de qualité de l'eau où il est indispensable de garantir une concentration uniforme dans les biefs simulés.

Ainsi, le projet de modélisation de l'Amazone se compose de 6 032 sous-bassins. Ceci renvoie alors des sous bassins avec une aire moyenne de 71 674 km^2. Pour se faire une idée, il s'agit grossièrement de la superficie du système Adour-Garonne. Bien que cela puisse apparaître immense, il faut remettre ces dimensions dans le cadre du bassin versant de l'Amazone et de sa superficie globale. Ainsi, les cours d'eau de tête de bassin ont déjà des largeurs de 150 m en moyenne. Parallèlement, 6 032 HRU ont été définies (1 par sous bassin). Un seuil à 10% pour les couches de sol, pente et d'occupation du sol de l'aire du sous bassin a été imposé. La raison principale pour la limitation du nombre de HRU totale est le temps de calcul. À noter que les barrages ne sont pas pris en compte dans ce projet.

3.1.3 Calibration et Validation du projet.

La phase de calibration correspond à un effort de paramétrisation du modèle dans l'optique de réduire l'incertitude des prédictions. La période de simulation s'étend de 1998 à 2018. Les deux premières années ne sont pas inclues et constituent la phase d'initialisation du modèle ; ce qui permet au différents réservoirs de se remplir et au processus de s'enclencher. La calibration s'est effectuée sur la période 2000 - 2009 sur l'ensemble des données des stations de mesure in situ du réseau HyBAM (Fig. 3.2), et la validation sur la période 2010 - 2019. Cette séparation permet de s'assurer que la paramétrisation du modèle est robuste sur deux jeux de données hydrologiquement indépendants ; en considérant qu'un cycle hydrologique amazonien dure en moyenne une dizaine d'années (Gloor et al., 2013). La stratégie a été de réaliser une calibration des bassins de l'amont vers l'aval de l'Amazone, en calibrant d'abord les têtes de bassins ainsi que les principaux affluents, pour ensuite finaliser la calibration sur la branche principale du fleuve. La calibration a été faite manuellement sur la base des connaissances des bassins versants afin de déterminer d'une part les paramètres les plus sensibles, mais

aussi la gamme de validité de ces derniers. Enfin, la méthode essai-erreur a été appliquée afin d'améliorer les résultats obtenus. Notons que le logiciel de calibration automatique SWAT-CUP (Abbaspour et al., 2015) n'a pas été utilisé dans ce projet. Tout d'abord, l'objectif ici n'est pas d'obtenir les simulations les plus parfaites numériquement, mais de dégager un bilan d'eau et une temporalité correcte des cycles. Enfin, le temps de calcul de ce logiciel est bien trop important, en ce qui concerne l'ensemble du bassin versant.

La première étape de la calibration s'intéresse au bilan hydrologique du bassin versant. Le calcul de la lame d'eau écoulée permet en outre de s'assurer de la justesse des écoulements, et chaque compartiment (nappe, évapotranspiration) est ajusté aux valeurs de référence. Il est important de se tourner ensuite vers une représentation des débits à l'étiage pour ensuite se concentrer sur la bonne estimation des pics de crue (l'ensemble des paramètres est décrit dans la Table. 3.2). Enfin, la calibration se termine par l'évaluation de la temporalité des transferts dans la rivière.

La validation quant à elle s'est faite sur la période 2010 - 2019 des données du réseau HyBAM ainsi que les stations de l'Agence de l'Eau brésilienne (ANA). Notons que la plupart des stations de l'ANA n'ont pas été utilisées pour la calibration du projet pour plusieurs raisons : tout d'abord, les périodes de mesures sont hétérogènes entre les stations et globalement plus courtes que les stations HyBAM. Enfin, pour la plupart, il peut exister une discontinuité de plusieurs années dans le fonctionnement de la station. La validation permet de s'assurer de la robustesse de la paramétrisation du modèle. Dans cette optique, les données altimétriques rivières Jason et Sentinel ont été utilisées dans le cadre de la validation pour ce qui est des hauteurs d'eau dans les biefs.

L'observatoire HyBAM (hydrologie du bassin amazonien) est une structure unique, opérationnelle depuis 2003 et spécialisée dans le suivi des fleuves et des ressources en eau en Amazonie. HyBAM est un service d'appui à la recherche qui réalise des mesures hydrologiques, sédimentaires et biogéochimiques sur le long terme afin de comprendre l'origine et l'évolution des eaux et des matières transportées dans les fleuves amazoniens depuis la Cordillère des Andes jusqu'à l'Océan Atlantique. Le réseau HyBAM comprend 17 stations où sont récoltées avec les partenaires nationaux des données hydrologiques, sédimentaires et géochimiques sur le long terme. Pour la partie brésilienne, les stations sont gérées par l'Institut de

Recherche pour le Développement (IRD) ainsi que l'Université Fédérale d'Amazonie (UFAM). En général, de très nombreux partenaires sont engagés au sein de l'observatoire. Toutes les données sont librement accessibles sur `https://hybam.obs-mip.fr/`.

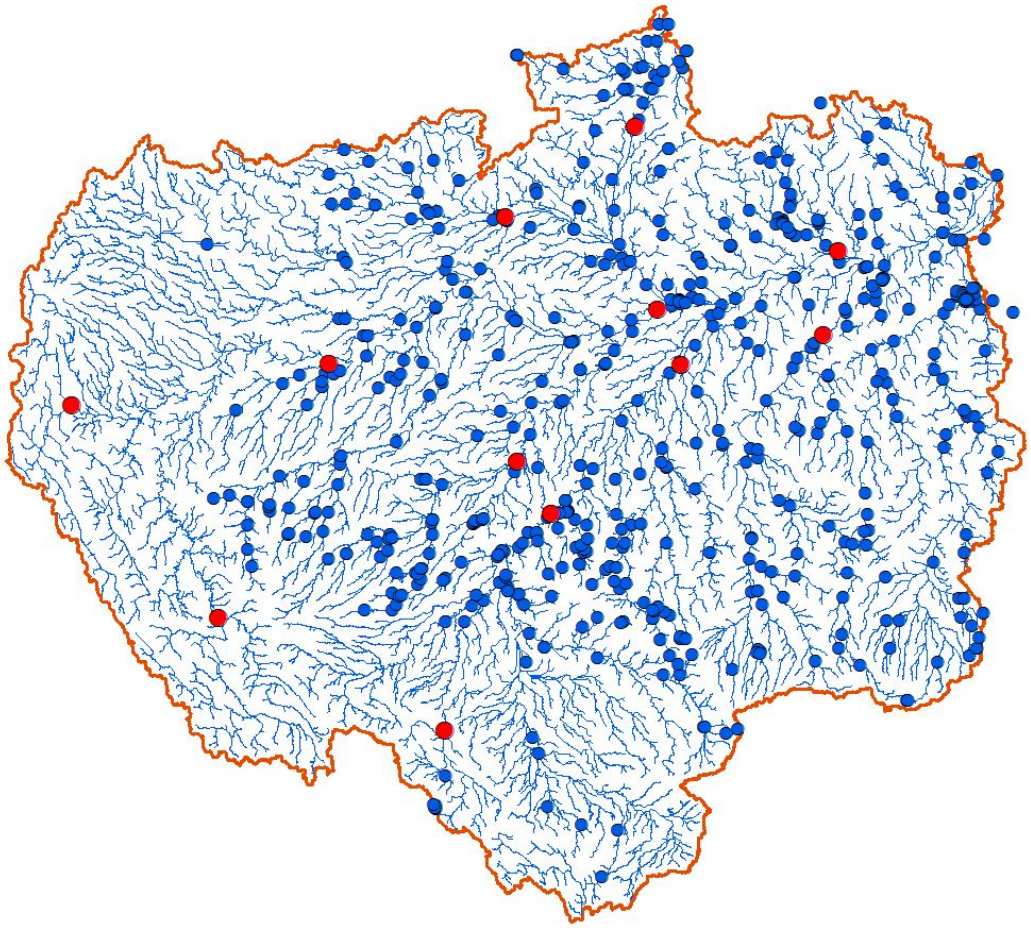


FIGURE 3.2 – Localisation des stations de mesure in situ HyBAM (en rouge) et ANA (en bleu) utilisées dans la calibration du projet.

3.1.4 Paramétrisation du projet.

La Table 3.2 explicite l'ensemble des paramètres modifiés dans le projet SWAT Amazone lors de la calibration. La plupart d'entre eux ont été calibrés à l'échelle d'un grand sous-bassin versant (comme le Tapajós, le Purús, etc) ainsi que par classification hydro-morphologique ; comme les bassins de plaines ou de hautes montagnes, par exemple. La "valeur calibrée" donnée dans la table représente la gamme calibrée du paramètre dans le projet et renvoie à la valeur minimum et maximum affectée à l'échelle du bassin versant.

TABLE 3.2 – Tableau des paramètres calibrés dans SWAT sur la période 2000 - 2018.

Table	Paramètre	Description	Gamme	Valeur calibrée
.gw	GW_DELAY	Temps de retard de l'eau souterraine (jours)	0-500	31-180
	ALPHA_BF	Facteur de récession de l'écoulement de base (1/jours)	0-1	0.005-0.03
	GWQMN	Niveau de la nappe pour que l'écoulement retourne à la rivière (mm H_2O)	0-5000	500-2500
	GW_REVAP	Transfert de l'eau vers les compartiments de surface	0.02-0.2	0.05-0.1
	REVAPMN	Niveau de la nappe pour un prélèvement par les plantes (mm H_2O)	0-1000	250-1000
	RECHRG_DP	Percolation vers l'aquifère profonde	0-1	0.05
	ALPHA_BF_D	Facteur de récession pour l'aquifère profonde (1/jours)	0-1	0
.mgt	CN2	*runoff curve number*	35-98	35-98
	USLE_P	Facteur de pratique de conservation de l'équation USLE	0.25-0.90	0.25-0.90
.hru	OV_N	Coefficient de Manning pour l'écoulement des versants	0.01-30	0.05-0.15
	CANMX	Stockage maximal par la canopée (mm H_2O)	0-100	200
	ESCO	Facteur de compensation de l'évaporation du sol	0-1	0.6-0.95
	EPCO	Facteur de compensation du prélèvement par les plantes	0-1	0.5-0.9
	SURLAG	Coefficient de retard du ruissellement (jours)	1-24	1-10
.sub	SOS1	Mois de transition vers la saison des pluies	1-12	1-12
	SOS2	Mois de transition vers la saison sèche	1-12	1-12
.rte	CH_N2	Coefficient de Manning dans la rivière	0.01-0.3	0.01-0.15
	CH_N3	Coefficient de Manning dans la plaine	0.01-0.3	0.01-0.15
	SPCON	Paramètre linéaire de calcul de la quantité maximale de sédiments retenue	0.0001-0.1	
	SPEXP	Paramètre exponentiel de calcul de la quantité maximale de sédiments retenue	1.0-2.0	2.0

Dans la Table 3.2 la "Gamme" fait référence aux valeurs minimum et maximum qui sont autorisées par le modèle alors que la colonne 'Valeur calibrée" indique la gamme des valeurs minimum et maximum qui sont affectées à l'échelle du bassin versant. Il demeure compliqué de confronter ces valeurs à la bibliographie. En effet, les quelques études SWAT ne se concentrent que sur des régions ou des sous bassins bien plus petits que le bassin amazonien dans son intégralité. Toutefois, on peut noter que les gammes de valeurs calibrées affectées à notre projet SWAT Amazone sont globalement en accord avec la littérature (Dos Santos et al., 2018; Lopes et al., 2021; Afonso de Oliveira Serrão et al., 2022; Rufino et al., 2023).

3.2 Estimation des stocks d'eau libre dans les plaines d'inondation.

3.2.1 Résultats du module de débit.

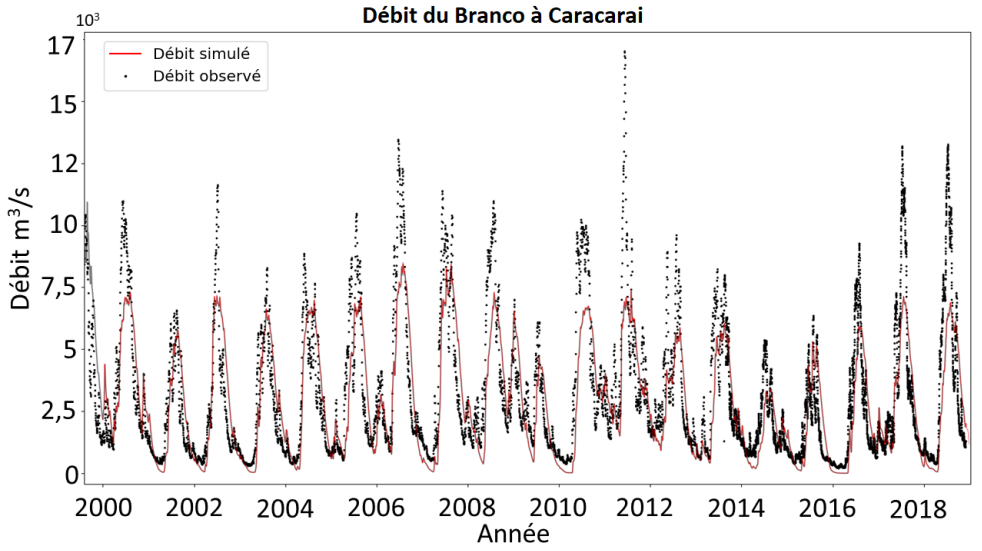
Avant de décrire plus en détail les résultats du module d'inondation et les volumes qui y sont stockés, il est essentiel de s'attarder sur le module de débit et les résultats dans la rivière. Les différents graphiques de la Figure 3.3 décrivent la comparaison entre les débits simulés par SWAT et ceux des stations de jaugeage du réseau HyBAM. Les débits simulés par le modèle sont globalement très satisfaisants avec un R^2 moyen de 0,83 et un NSE moyen de 0,50 pour l'ensemble des stations (et 0,74 si on retire la station du Marañon).

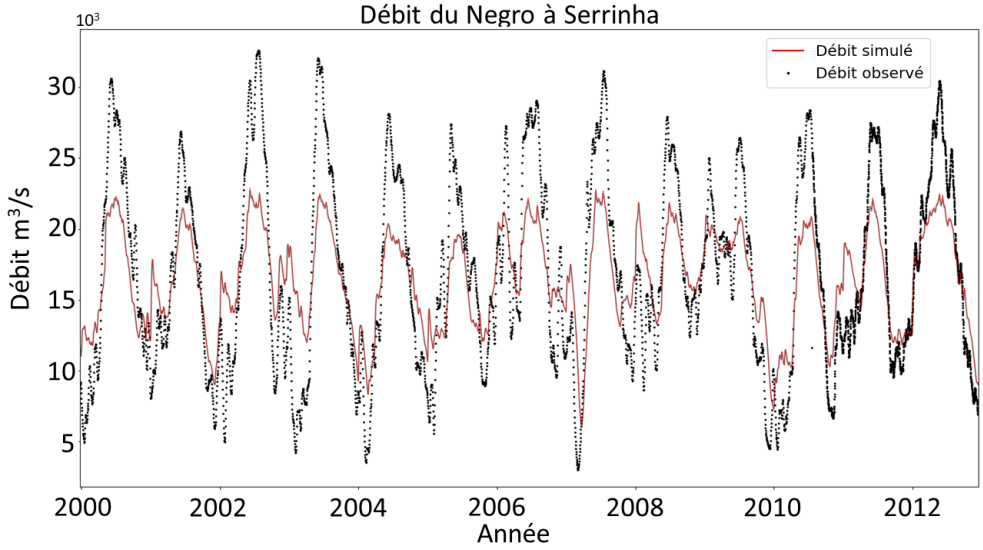
Station	R^2	NSE
Branco	0.80	0.63
Negro	0.87	0.63
Purús	0.92	0.83
Ucayali	0.93	0.75
Marañon	0.41	-1.45
Solimões	0.87	0.72
Madeira	0.95	0.90
Amazone	0.86	0.84

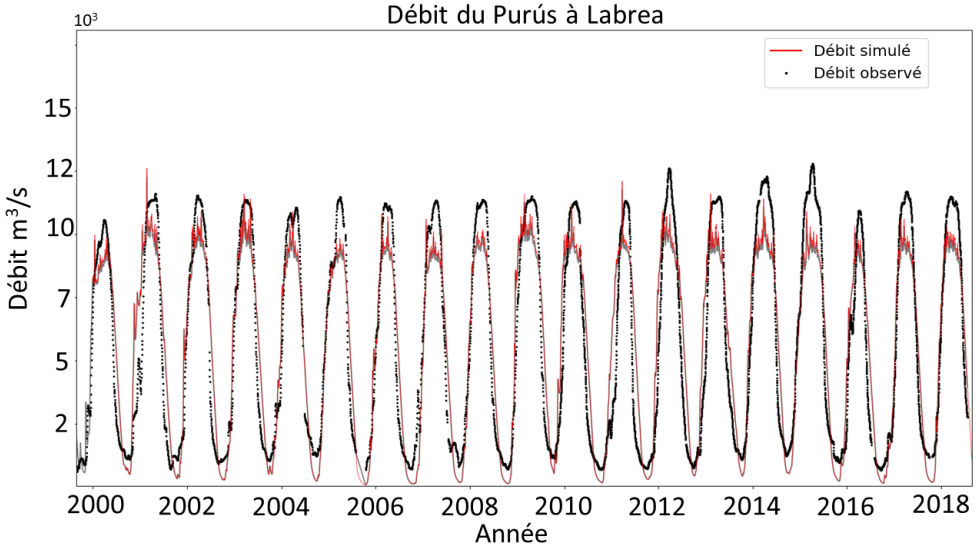
TABLE 3.3 – Valeurs de R^2 et de l'indice de Nash Sutcliff (NSE) pour les stations de mesure du réseau HyBAM.

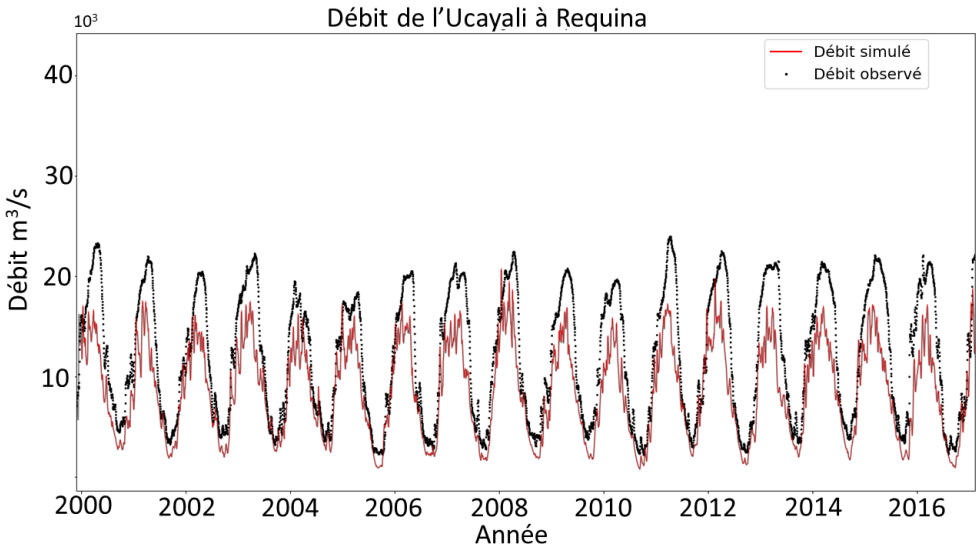
La Table 3.3 présente les valeurs des indices R^2 et NSE au niveau des stations de mesure HyBAM. Le détail des indicateurs pour chaque station est le suivant : pour le Branco R^2 = 0,80 et NSE = 0,63 - pour le Negro R^2 = 0,87 et NSE = 0,63 - pour le Purús R^2 = 0,92 et NSE = 0,83 - pour l'Ucayali R^2 = 0,93 et NSE = 0,75 - pour le Marañon R^2 = 0,41 et NSE = -1,45 - pour le Solimões R^2 = 0,87 et NSE = 0,72 - pour le Madeira R^2 = 0,95 et NSE = 0,90 et enfin pour l'Amazone R^2 = 0,86 et NSE = 0,84 . La qualité de ces simulations est bonne et encourageante, sur l'ensemble du bassin versant. Malgré une approche minimaliste des formalismes, le couplage entre un routage hydraulique des débits et une plaine d'inondation demeure un bon moyen de simuler la dynamique de la branche principale de l'Amazone. Cela permet, en outre, d'obtenir une temporalité correcte, via la prise en compte de l'onde de crue, du cycle hydrologique, ainsi qu'une estimation correcte de

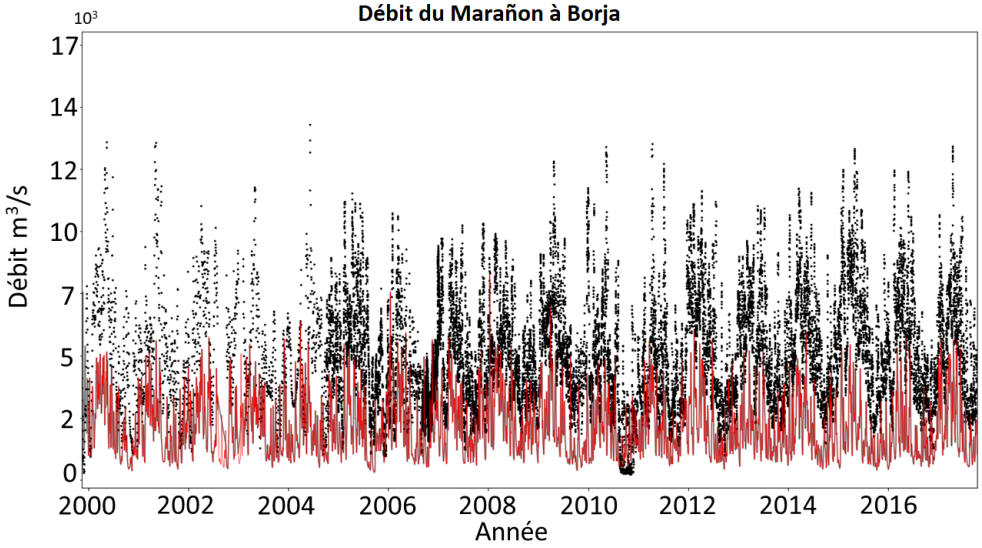
la quantité d'eau. Cependant, les simulations possèdent quelques défauts, notamment pour ce qui est des têtes de bassin. Les modélisations au niveau des stations du Negro, Branco, Marañon et Ucayali présentent globalement une sous-estimation de la lame d'eau écoulée. Ici, les simulations peinent à reproduire la hauteur des pics de crues. Pour le Negro, le débit de base est bien souvent surestimé. Ce n'est toutefois pas le cas pour les années 2007 et 2010 où le modèle reproduit correctement le débit d'étiage. Ce phénomène s'estompe au fil du linéaire fluvial pour être nul au niveau des stations du Madeira et à Óbidos.

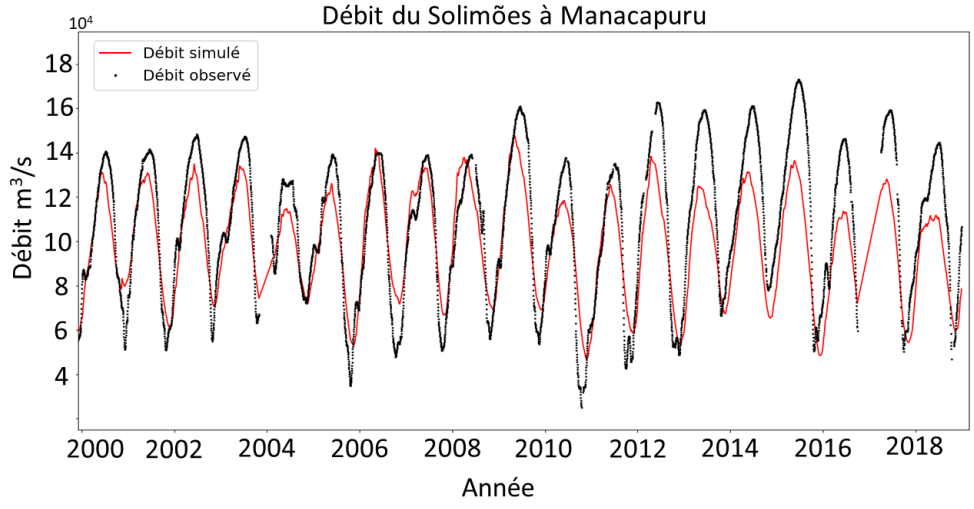

Débit du Branco à Caracarai
10^3
Débit simulé
Débit observé
Débit m³/s
17
15
12
10
7,5
5
2,5
0
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
2016
2018
Année


Débit du Negro à Serrinha
10^3
Débit simulé
Débit observé
Débit m³/s
30
25
20
15
10
5
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
Année


Débit du Purús à Labrea
10^3
Débit simulé
Débit observé
Débit m³/s
15
12
10
7
5
2
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
2016
2018
Année


Débit de l'Ucayali à Requina
10³
Débit simulé
Débit observé
Débit m³/s
40
30
20
10
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
2016
Année


Débit du Marañon à Borja
10³
Débit m³/s
17
14
12
10
7
5
2
0
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
2016
Année


Débit du Solimões à Manacapuru
10⁴
Débit simulé
Débit observé
Débit m³/s
18
16
14
12
10
8
6
4
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
2016
2018
Année

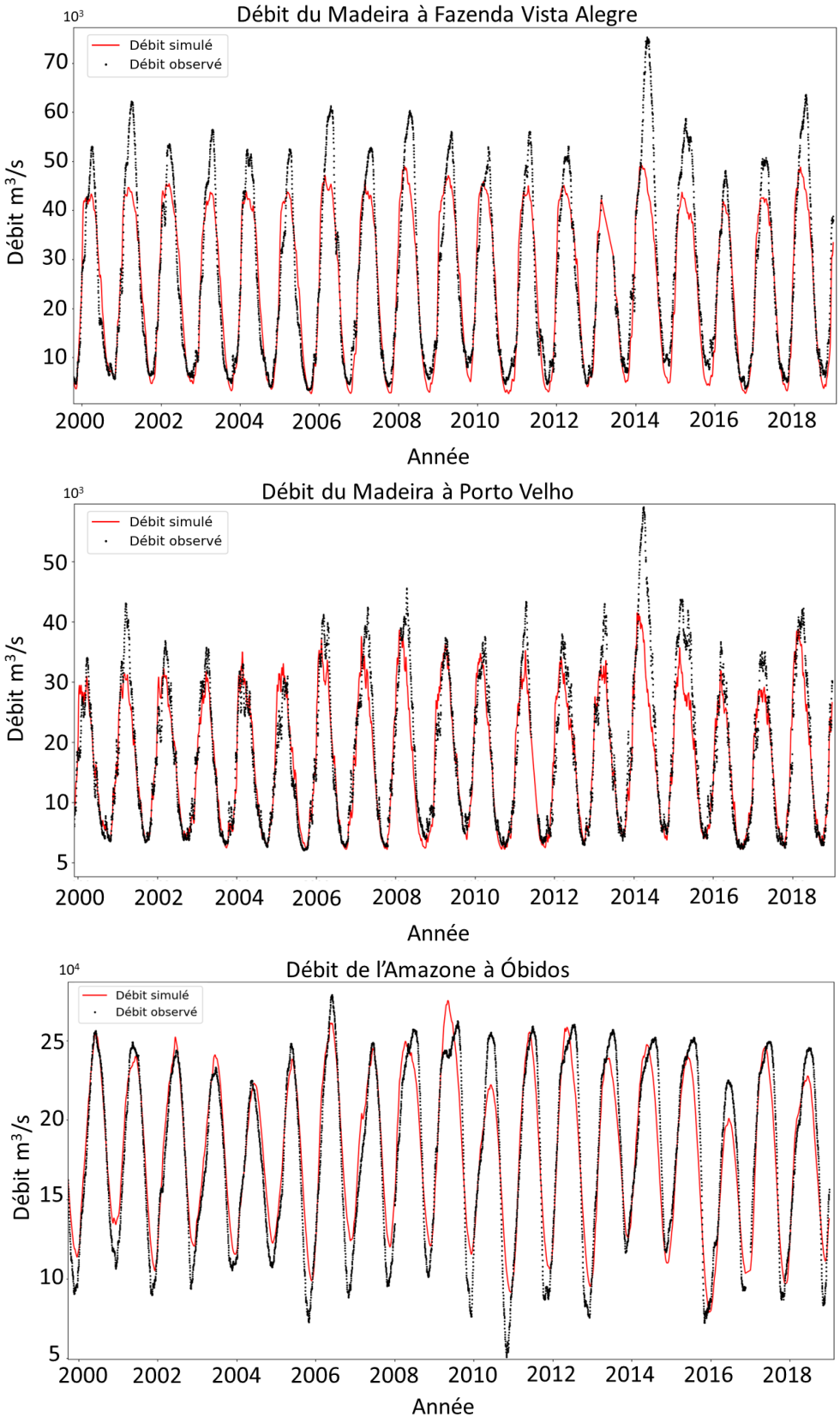


FIGURE 3.3 – Comparaison des débits journaliers simulés par SWAT (courbe rouge) au droit des stations de jaugeage HyBAM (points noirs) pour les bassins du Branco, Negro, Purús, Ucayali, Marañon, Solimões, Madeira et l'Amazone à Óbidos.

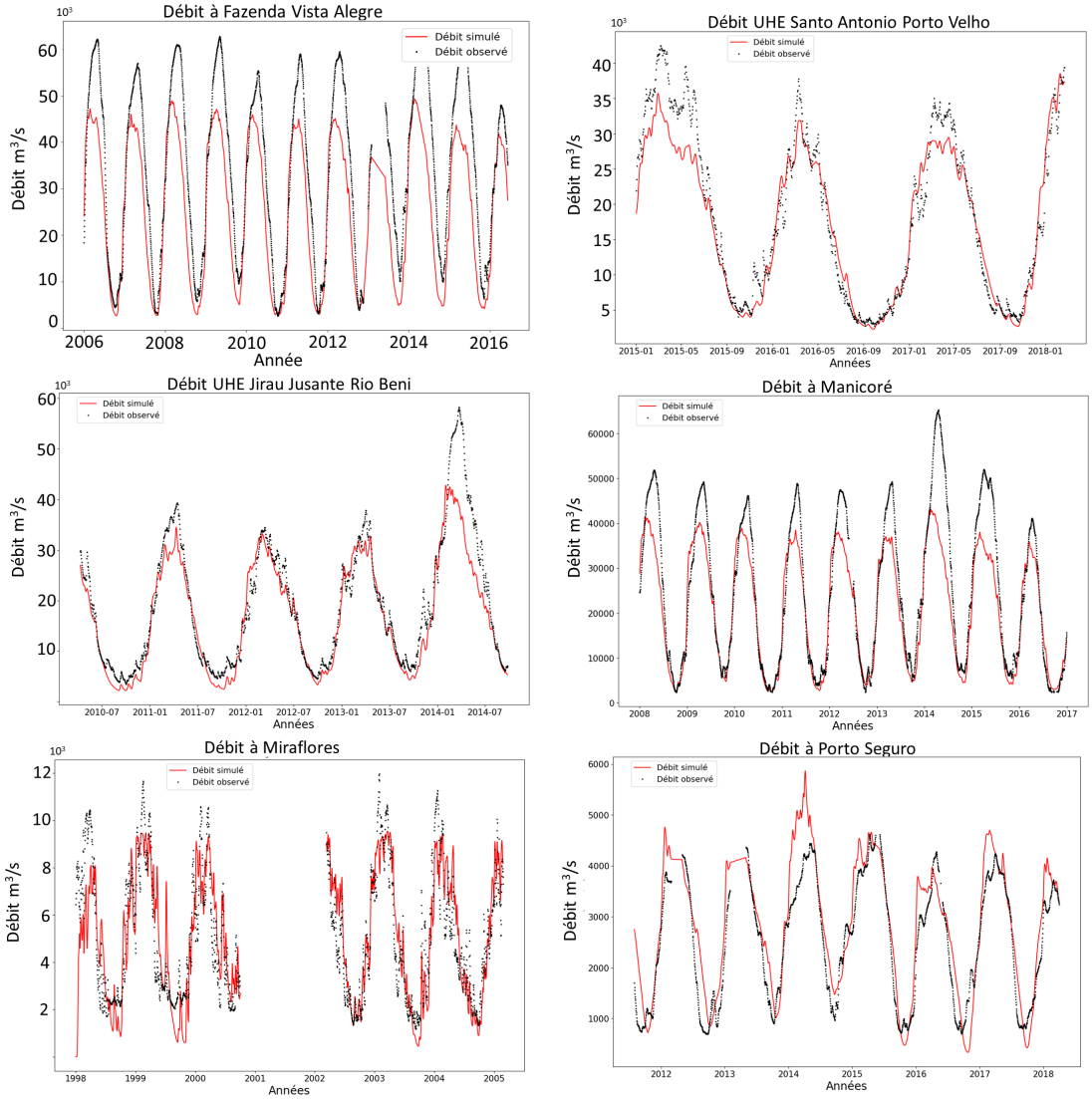
Plusieurs hypothèses permettent d'adresser ce problème. En premier lieu, l'estimation des précipitations semblent être le principal facteur limitant. En effet, les simulations par défaut sur ces bassins montrent une sous-estimation du bilan hydrologique avec un débit d'étiage faible et une difficulté à reproduire l'intensité des pics de crue. La sous-estimation des précipitations par TRMM est un phénomène établi sur les zones de haute montagne (Dinku et al., 2010; Casimiro et al., 2009; Zulkafli et al., 2014; Vallejo-Bernal et al., 2021). Ce problème aurait pu être pallié grâce à un forçage extrême des paramètres. Toutefois, nous avons préféré garantir une représentation réaliste des paramètres quitte à perdre en qualité de représentation du cycle hydrologique.

La deuxième hypothèse découle directement de l'estimation des précipitations et est liée à l'effet du débordement. En outre, lors de la mise en eau du lit majeur, une partie de l'eau du bief est prélevée et transférée vers la plaine d'inondation. Ce phénomène se propage de surcroît de bief en bief. Alors, l'effet conjugué de ces deux processus peut être un moyen d'expliquer la sous-estimation des débits dans les bassins de piédmont. Néanmoins, cette altération s'évanouit tandis que les rivières transitent dans les zones de plaine où l'estimation des précipitations est meilleure.

La Figure 3.4 décrit la comparaison entre les débits simulés par SWAT et les débits mesurés par quelques stations de jaugeage de l'ANA. Pour l'ensemble de ces stations, les comparaisons renvoient un R^2 moyen de 0,71 et un NSE moyen de 0,68. Ces dernières ont permis de valider le modèle sur un jeu de données indépendant du réseau HyBAM, à des endroits variés et sur des périodes temporelles non homogènes. Pour les stations de la figure, les indices sont : Fazenda R^2 = 0,93 et NSE = 0,65 - UHE Santo Antonio R^2 = 0,96 et NSE = 0,92 - UHE Rio Beni R^2 = 0,95 et NSE = 0,87 - Manicoré R^2 = 0,94 et NSE = 0,81 - Miraflores R^2 = 0,84 et NSE = 0,67 - Porto Seguro R^2 = 0,92 et NSE = 0,76 -UHE Jirau R^2 = 0,95 et NSE = 0,89.

Pour résumer, le modèle renvoie au pas de temps journalier sur l'ensemble du bassin versant, des résultats très satisfaisants. Les critères utilisés pour qualifier la qualité de la modélisation sont ceux décrits dans Moriasi et al. (2015), bien que cette étude puisse être critiquable. En définitive, la dynamique du cycle hydrologique et sa variabilité inter annuelle sont donc assez bien reproduites pour le modèle sur le bassin versant. Pour la plupart des

bassins des Andes, ou encore certaines têtes de bassin, le modèle rencontre des difficultés à reproduire correctement les débits d'étiage ainsi que l'intensité des crues. D'autre part, les pics de crue simulés ne sont pas toujours bien synchronisés avec les observations, quand la plaine est absente. Cela peut sans doute être imputé à la qualité des données de forçage climatique utilisées dans la modélisation ; notamment les limites connues dans le cas des hauts reliefs pour TRMM. Par contre, il est important de remarquer que le modèle permet de reproduire les oscillations des hydrogrammes liées aux crues rapides (cf : Béni, Miraflores et Ucayali). Enfin, les simulations pallie le décalage de l'inondation qui était présent dans le modèle par défaut. La montée des eaux est bien représentée et synchronisée avec les observations des stations.



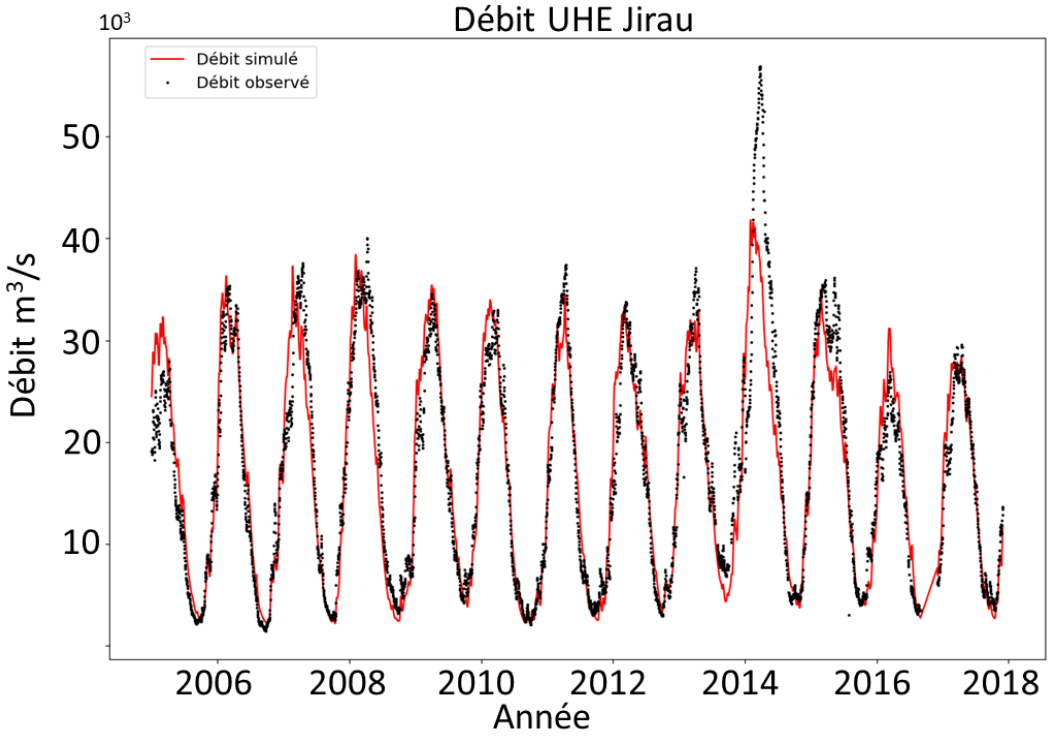


FIGURE 3.4 – Comparaison des débits simulés journaliers par SWAT (courbe rouge) au droit des stations de jaugeage de l'ANA.

On peut toutefois noter la présence de quelques écueils en ce qui concerne la simulation des périodes de récession. En effet, pour quelques bassins, la diminution du débit après la crue est désynchronisée des observations et peut se produire soit en avance, soit en retard (cf. Fazenda Vista Alegre). Ce phénomène reste marginal et ne concerne qu'une poignée de bassins. Ce phénomène peut trouver comme origine un fort contrôle aval du bassin avec des effets de débordement et de remous. Une autre piste pointerait vers les coefficients de Manning (CH_N2). SWAT considère les cours d'eau comme des entités linéaires, il est donc nécessaire de modifier artificiellement ce paramètre afin de prendre en compte la réalité de la morphologie du bief et ses pertes de charges. De plus, la mise en eau du lit majeur vient altérer la vitesse dans le bief, ce qui peut entraîner une désynchronisation du débit. Enfin, toutes ces hypothèses sont tributaires de l'estimation de la morphologie du biefs faite par SWAT en utilisant le MNT. Ces variables sont des sources non négligeables d'erreurs et d'incertitudes, notamment la hauteur à plein bord, qui peuvent venir sensiblement altérer l'influence des crues. Toujours est-il, une calibration plus fine, mais au combien chronophage, peut dans certaines mesures améliorer significativement les simulations.

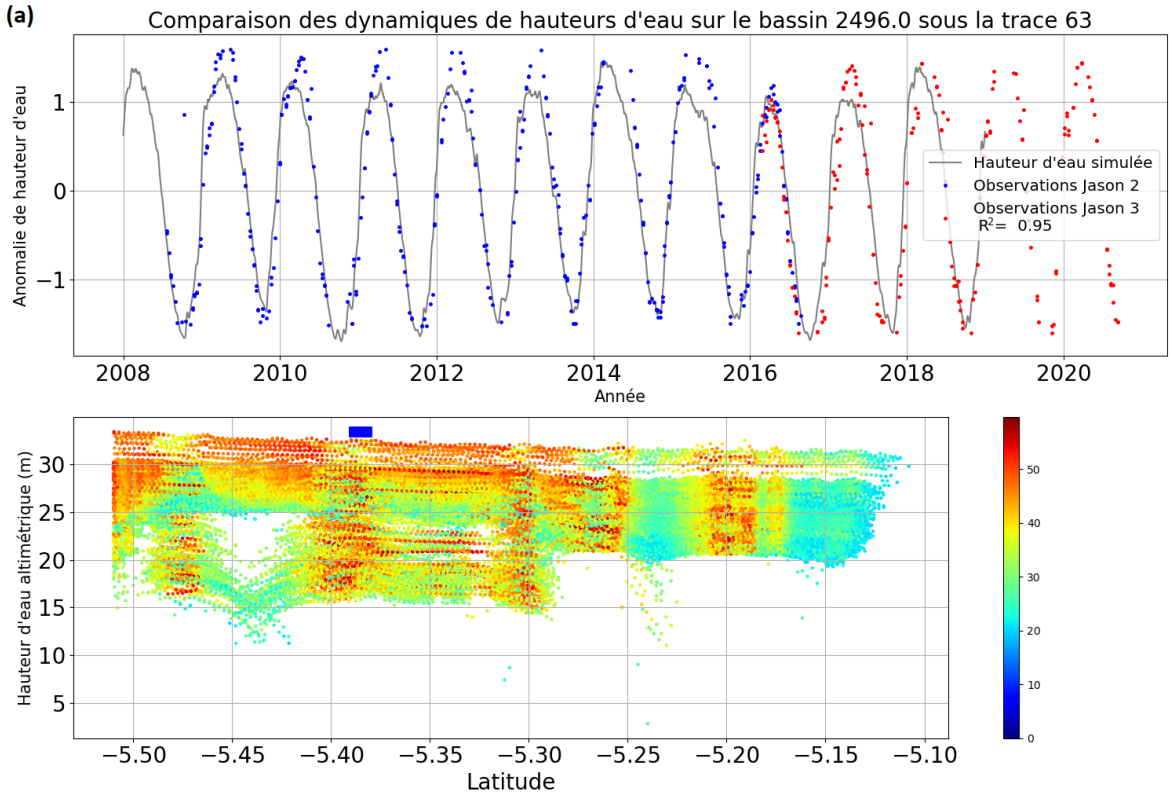
3.2.2 Validation des chroniques de hauteurs d'eau dans les cours d'eau par altimétrie spatiale.

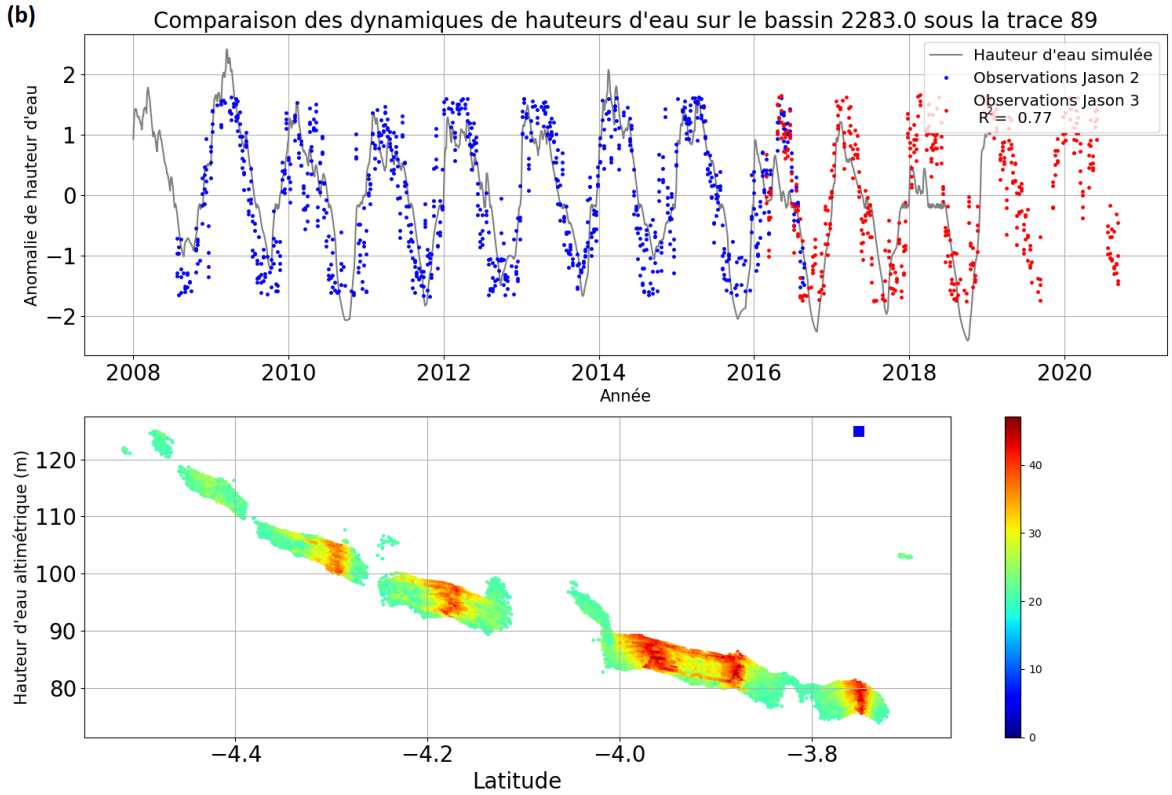
Dans cette section, nous nous attacherons à décrire et à détailler les comparaisons entre les chroniques de hauteurs d'eau simulées dans le cours d'eau avec les séries temporelles de hauteurs altimétriques. Dans un premier temps, nous nous pencherons sur les séries issues des satellites Jason afin d'en dresser les potentiels et les limites. Enfin, le même exercice sera réalisé pour Sentinel-3A.

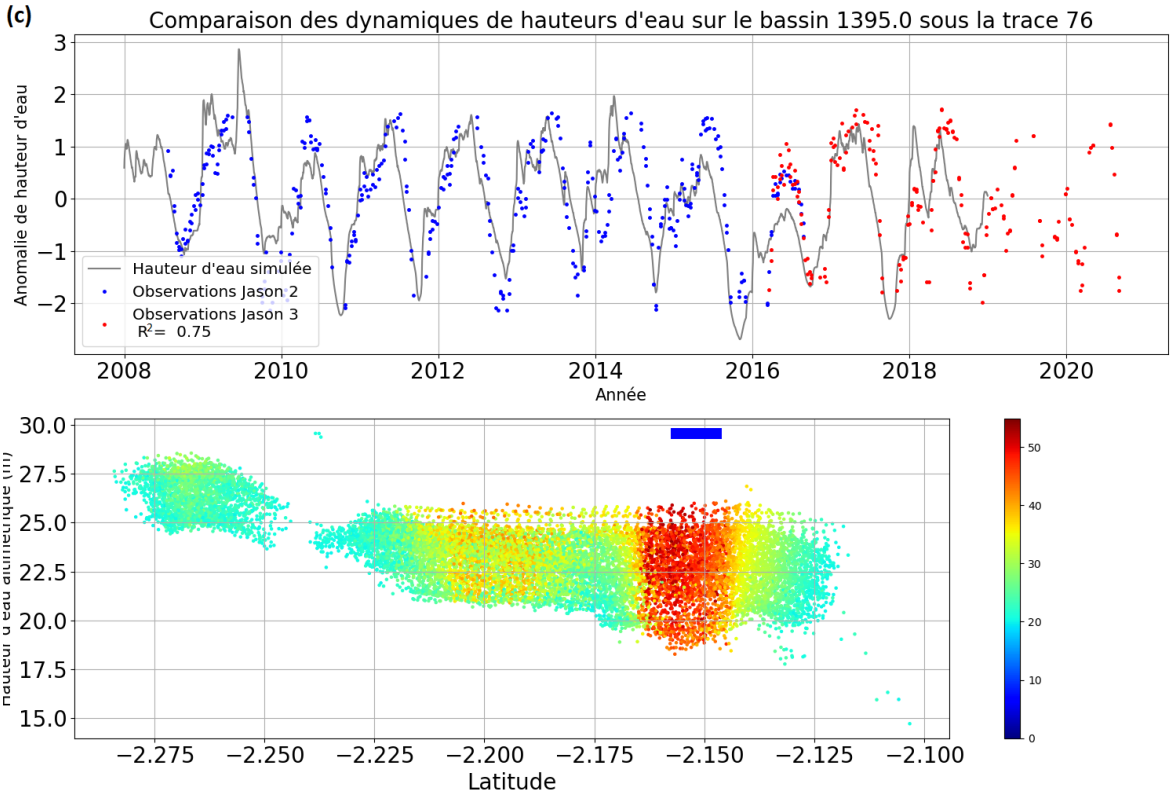
3.2.2.1 Comparaisons avec les altimètres Jason.

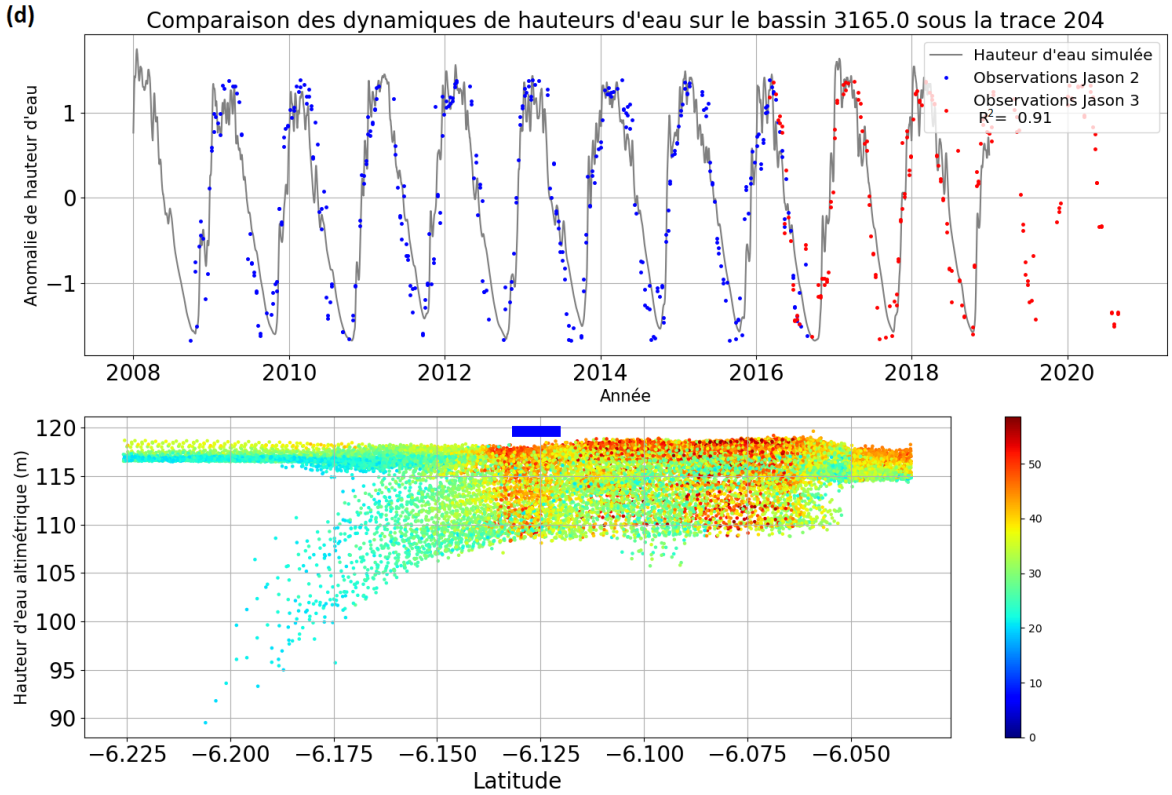
La Figure 3.5 expose les comparaisons de hauteurs d'eau dans la rivière en différents points du bassin versant et pour différentes traces Jason. Chaque figure est composée de deux graphiques. La partie supérieure montre la comparaison des séries temporelles entre 2009 et 2019 où la courbe en gris représente la simulation SWAT, les points bleus font référence aux observations Jason 2 et les points rouges Jason 3. Nous rappelons que les comparaisons sont faites sur des séries temporelles de hauteurs d'eau normalisées (Getirana et al., 2010). La partie inférieure représente le profil altimétrique entre les latitudes de la section concernée. Chaque point fait référence à une hauteur mesurée. Le code couleur associé décrit le coefficient de rétrodiffusion de ce point. Ici, plus le point tend vers le rouge, plus la probabilité que la cible perçue par le satellite soit de l'eau est élevée. Enfin, la barre bleue indique la position de la station virtuelle utilisée pour la comparaison. La largeur de la barre est une bonne indication du diamètre de la tache au sol.

Un premier résultat qui semble intéressant de noter est le fait que dans le cas de la comparaison avec le lit mineur, l'algorithme place avec précision la station virtuelle au niveau de la rivière. En effet, si on se concentre sur la première figure (a), renvoyant au sous-bassin 2496 et à la trace 63, ici, la station virtuelle se situe sur la branche principale du Madeira. La Figure en Annexe A.1 permet de se faire une représentation terrain de la section ainsi que de la localisation de la trace Jason. La latitude de la station virtuelle est fixée à $-5,384°$. Cette dernière est bordée de part et d'autre de cibles à forte rétrodiffusion.


(a)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 2496.0 sous la trace 63
Anomalie de hauteur d'eau
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R²= 0.95
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(b)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 2283.0 sous la trace 89
Anomalie de hauteur d'eau
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R²= 0.77
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(c)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 1395.0 sous la trace 76
Anomalie de hauteur d'eau
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R²= 0.75
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(d)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 3165.0 sous la trace 204
Anomalie de hauteur d'eau
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R²= 0.91
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude

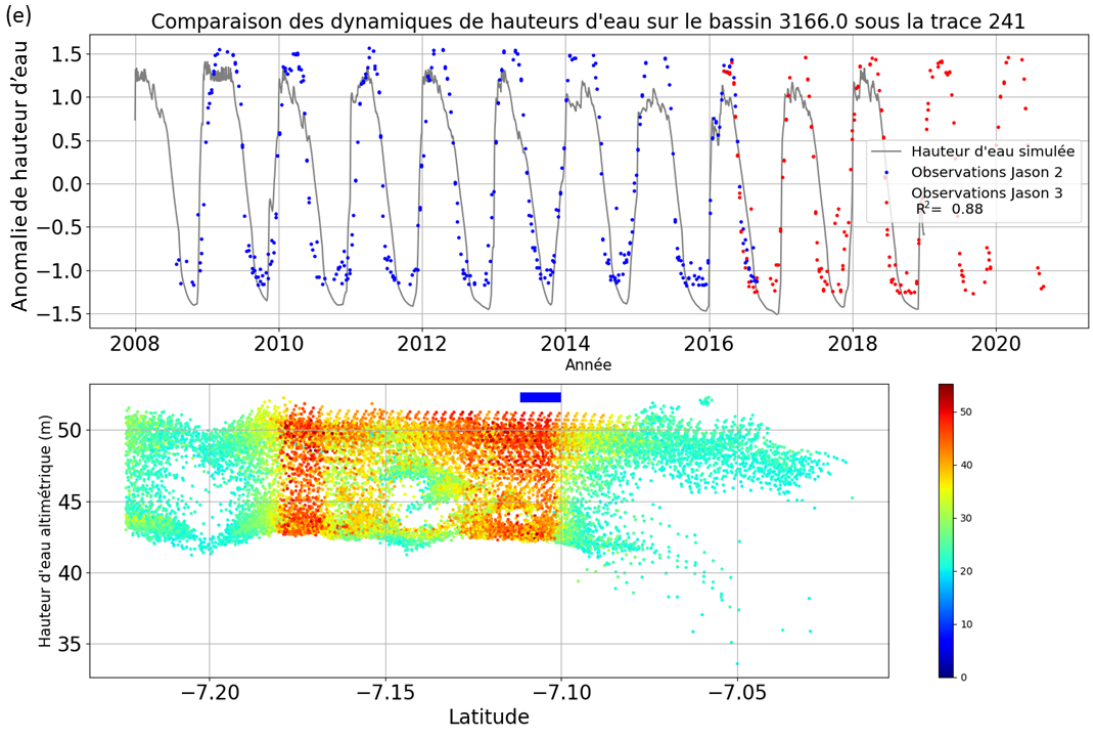


FIGURE 3.5 – La partie supérieure montre la comparaison des séries temporelles de hauteurs d'eau entre 2009 et 2018 où la courbe en gris représente la simulation SWAT, les points bleus font référence aux observations Jason 2 et les points rouges Jason 3. La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle.

Les latitudes entre $-5,500°$ et $-5,250°$ définissent des cibles hydrologiques qui alternent entre la plaine d'inondation et les méandres du cours d'eau. Le cours d'eau est défini, sur le profil altimétrique, par une zone où l'épaisseur de points ayant une forte rétrodiffusion est importante, relativement à la plaine alluviale. Les plaines d'inondation se situent pour des latitudes inférieures à $-5,500°$ et pour des latitudes comprises entre $-5,470°$ et $-5,410°$. À l'inverse, les cours d'eau sont situés au niveau des latitudes $-5,480°$, $-5.390°$ avec la présence d'un méandrage et d'une diffluence jusqu'à $-5,300°$. L'algorithme a correctement placé la station virtuelle sur la rivière, malgré les contraintes adjacentes. L'examen de ce cas est important afin de valider la robustesse du placement des stations virtuelles sur l'ensemble du bassin versant. Plus de 98% des stations ont correctement été définies. L'exercice de comparaison des hauteurs d'eau dans la rivière avec Jason a généré plus de 1100 stations virtuelles sur le bassin amazonien.

La Figure. 3.6 est une représentation spatiale de l'ensemble des stations Jason sur le bassin, avec en code couleur la valeur du coefficient de corrélation. La partie gauche présente l'histogramme de ces coefficients pour les stations virtuelles du bassin versant. Le coefficient de corrélation moyen pour toutes les stations est de 0,62 avec un écart type de 0,14. Pour le RMSE, la moyenne est à 0,75 avec un écart type de 0,32. Ces deux indicateurs montrent alors la pertinence d'utiliser les données Jason afin de valider les hauteurs d'eau simulées par SWAT.

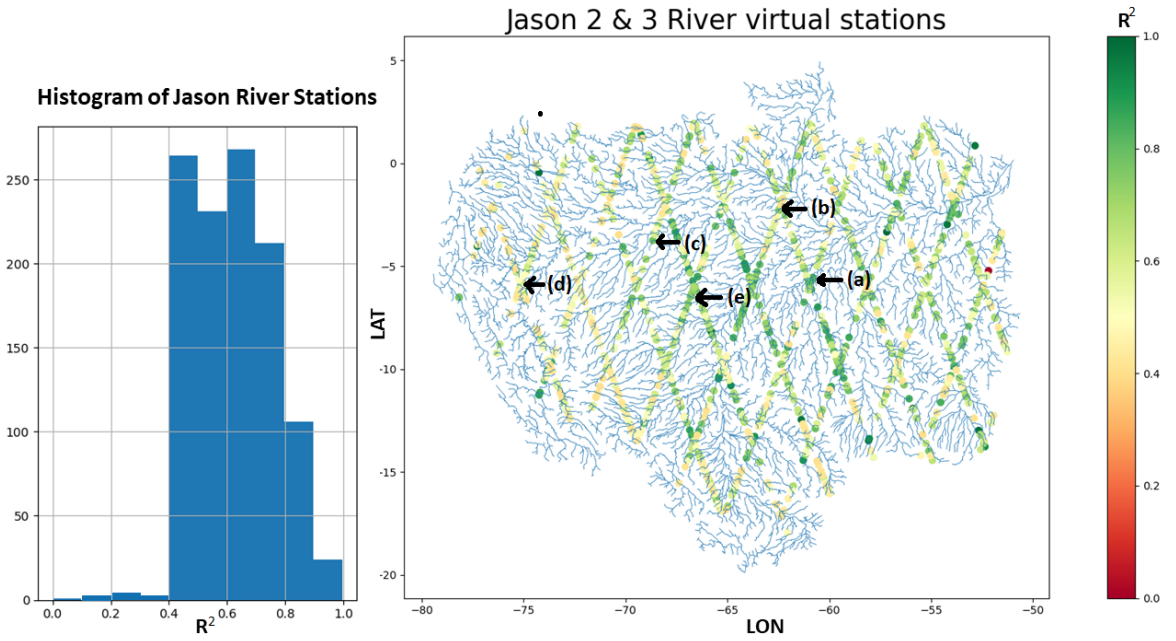


FIGURE 3.6 – Représentation spatiale de l'ensemble des stations Jason sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation.

Plusieurs zones critiques ont été identifiées au cours de l'étude, où les comparaisons présentent des résultats globalement inférieurs à la normale. De façon triviale, les zones de forts reliefs, comme les Andes, ou encore les zones où les cours d'eau sont dans des vallées encaissées sont des zones peu propices à l'utilisation de l'altimétrie conventionnelle. Dans le cas des sous-bassins où le modèle initie la modélisation, (si on devait faire un parallèle, ce serait des cours d'eau avec un ordre de Strahler 1 - attention ce n'est pas le cas ici), c'est-à-dire typiquement les têtes de bassin, des comparaisons relativement insatisfaisantes dans ces zones peuvent facilement se comprendre dans la mesure où elles constituent l'initialisation du continuum fluvial par le modèle. Par ailleurs, d'autres territoires ont attiré notre attention. Par

exemple, le bassin sédimentaire de l'Ucayali est constitué d'un grand monoclinal. Le relief y est assez plat, avec une altitude moyenne de 210 m. C'est donc une zone propice à l'utilisation de l'altimétrie. Toutefois, les résultats ne sont, une nouvelle fois, pas convainquants. Ici, la rivière présente un style fluvial anabranche. Plusieurs études relèvent des taux de migration importants de la rivière (Monegaglia et al., 2018; Walcker et al., 2021). La Figure 3.7 présente les profils altimétriques Jason 2 de la trace 13 sur la rivière Ucayali pour 2009 et 2015. Sur chaque profil, une flèche noire vient positionner la station virtuelle en fonction de la valeur des coefficients de rétrodiffusion. En 2009, la latitude de la station est à $-10,558°$ alors qu'en 2015 la station est à une latitude de $-10,527°$. Cela signifie qu'en six ans, la position de la station virtuelle s'est décalée d'environ 3,1 km le long de la trace. Or, dans l'analyse des séries temporelles, la position de la station virtuelle est fixe pendant la période (2009 - 2019).

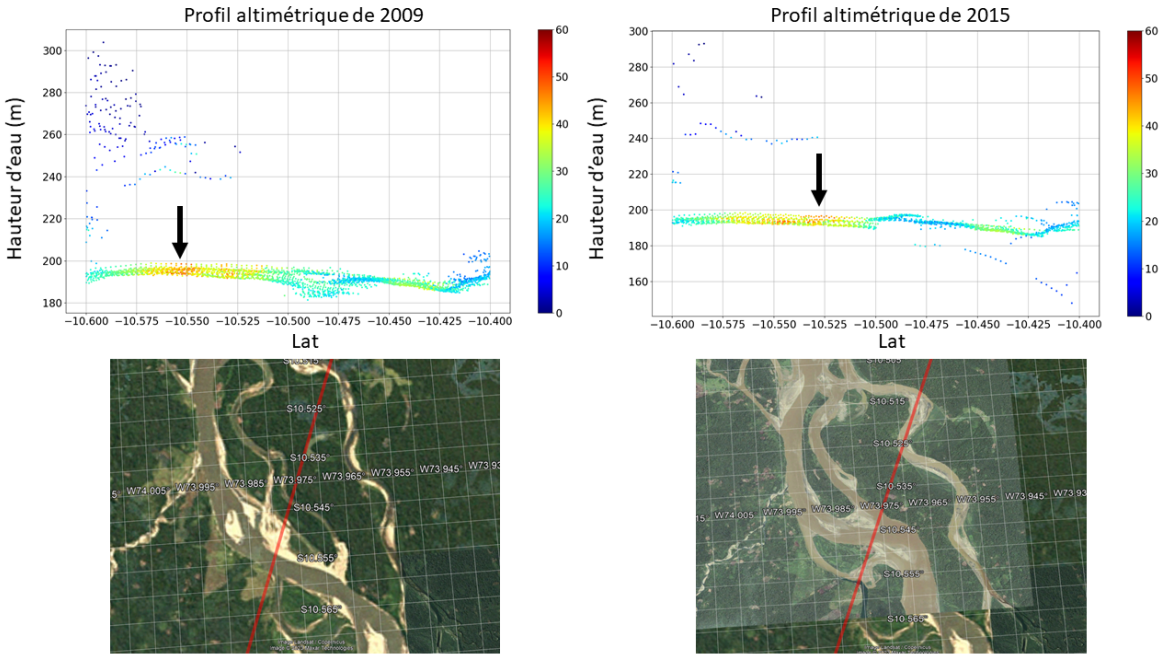


FIGURE 3.7 – Profils altimétriques Jason 2 de la trace 13 sur la rivière Ucayali pour 2009 à gauche et 2015 à droite. Les flèches noires indiquent la position potentielle de la station virtuelle. Les deux images (source Google Earth) représentent la zone étudiée entre Août et Octobre 2003 et témoignent du déplacement de la rivière.

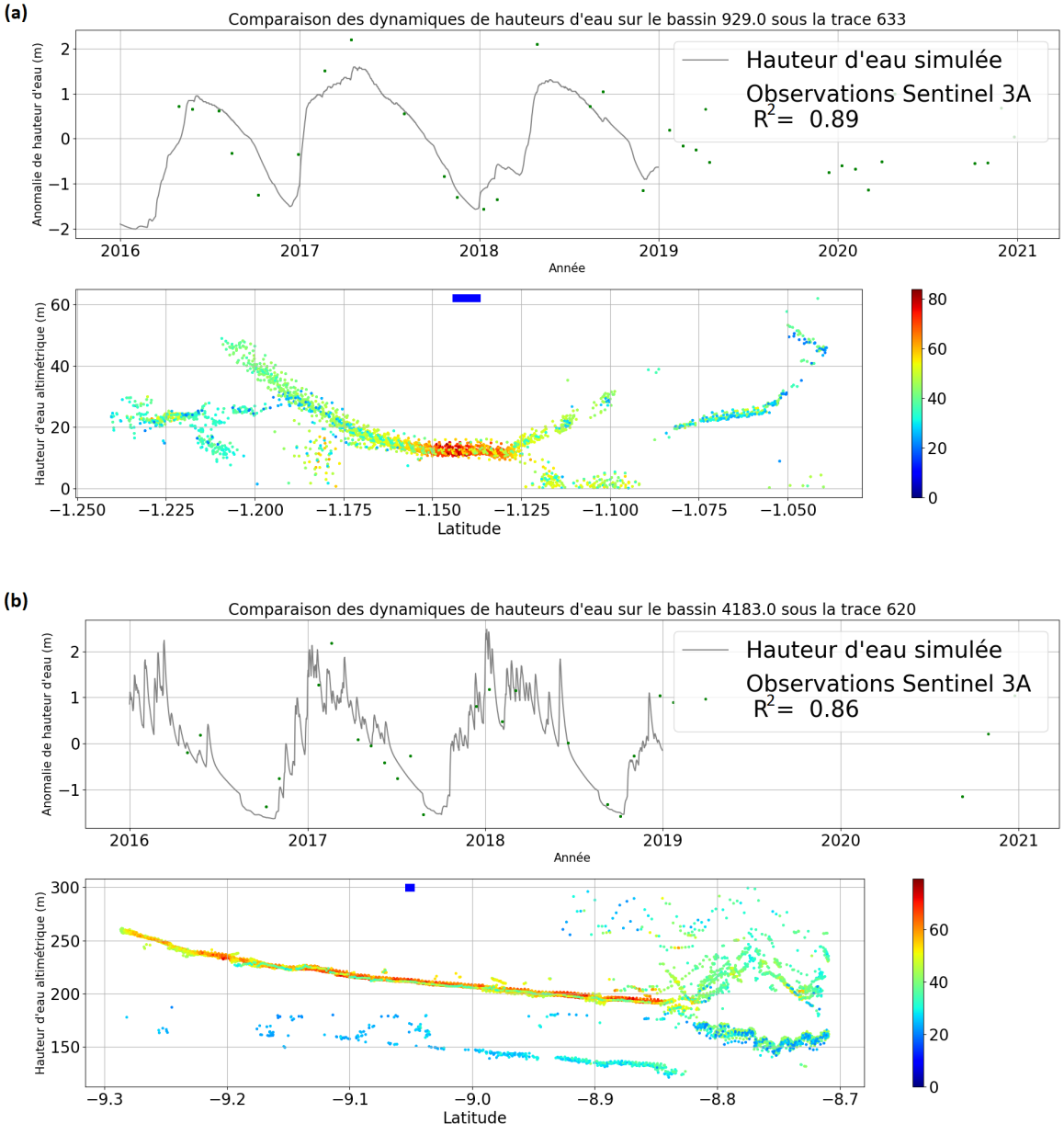
Les images Google Earth associées à la Figure ne correspondent pas aux périodes altimétriques. Cependant, elles permettent de se rendre compte du déplacement potentiel du cours d'eau au droit de la station virtuelle et permettent d'étayer notre hypothèse. Toujours est-il, il nous semble important de souligner l'importance et la nécessité de prendre en compte le

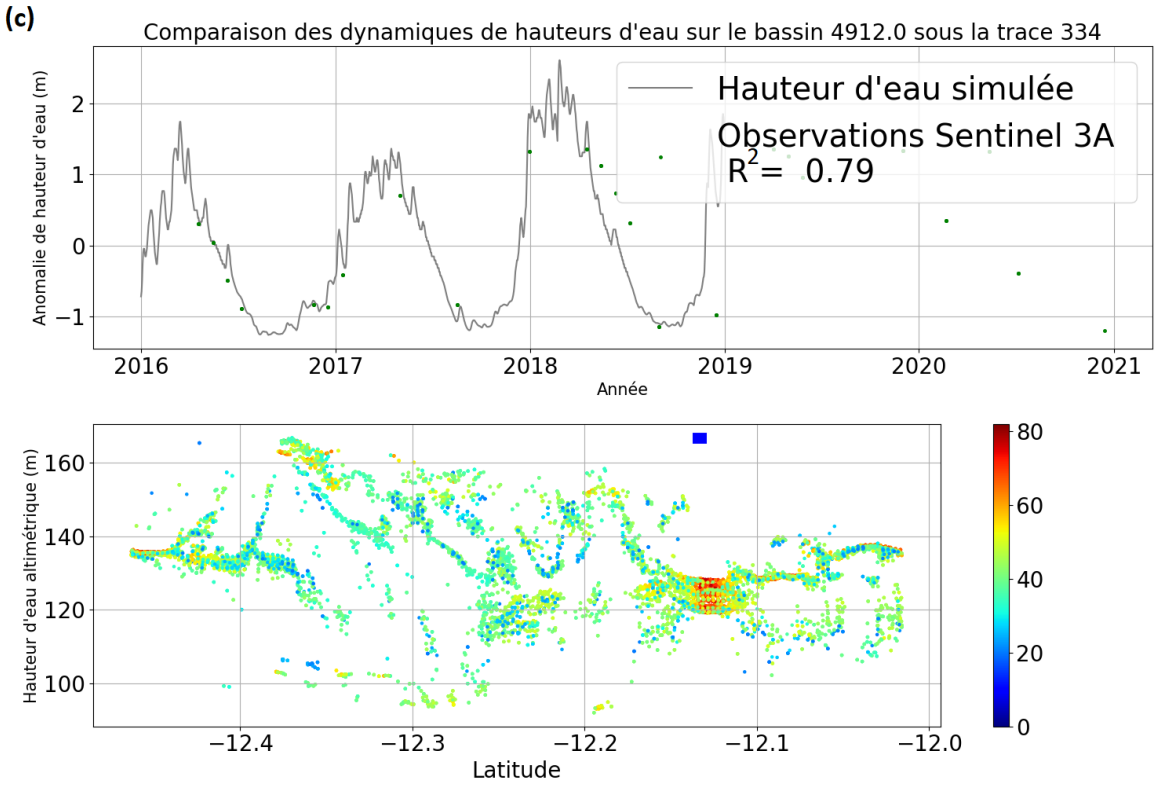
taux de migration des rivières dans la construction des stations virtuelles altimétriques. Nous précisons que ceci n'a pas été pris en compte dans notre étude. En effet, cette consigne découle des analyses qui ont été réalisées. Néanmoins, bien que toutes ces hypothèses puissent être utilisées afin de justifier des corrélations moyennes, il n'est pas judicieux d'écarter le fait que ceci pourrait provenir d'une mauvaise conceptualisation du modèle.

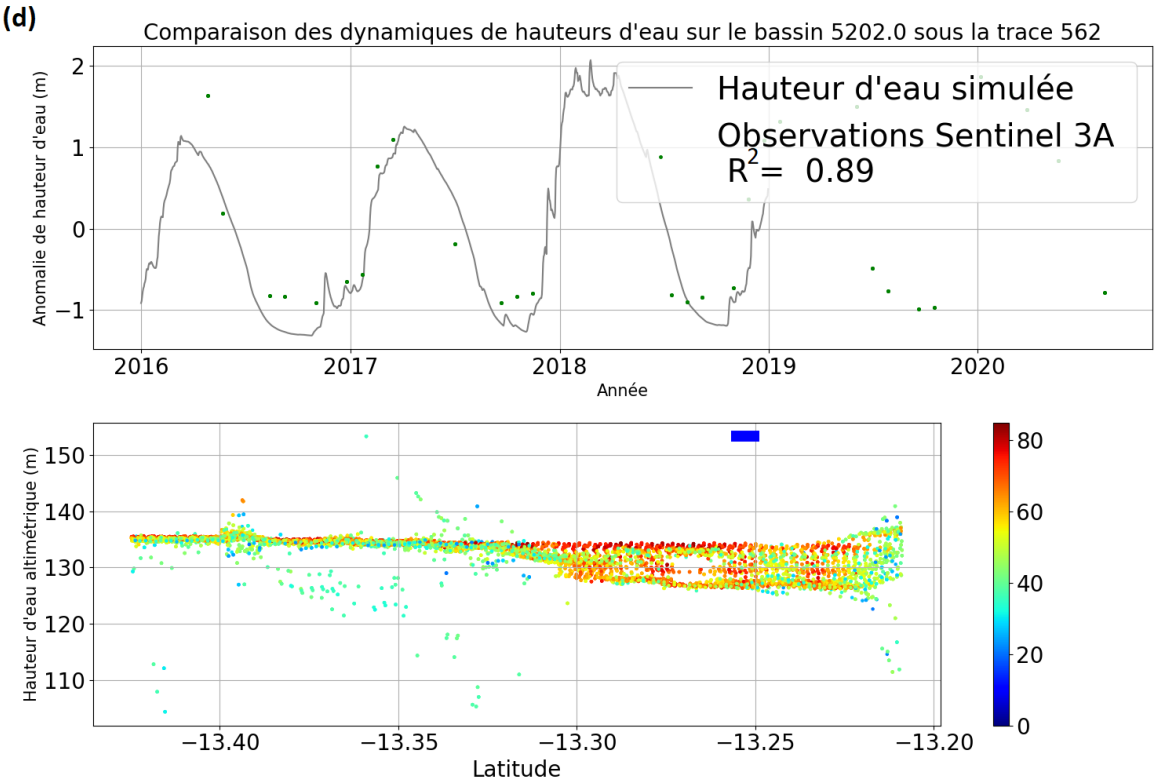
3.2.2.2 Comparaisons avec Sentinel-3A.

La Figure 3.8 décrit les comparaisons de hauteurs d'eau dans les biefs simulées et les chroniques de hauteurs Sentinel-3A. La décomposition des figures est la même que pour celles du paragraphe précédent. Les mêmes conclusions peuvent être tirées que celles faites avec Jason. Cependant, quelques différences significatives sont à prendre en compte. Tout d'abord, les comparaisons n'ont pu être faites que sur deux ans et demi de données. Les données Sentinel-3A ne débutent que mi-2016 et la simulation SWAT se termine en 2018, là ou avec les altimètres Jason nous avons des passages tous les dix jours depuis 2008. De plus, le temps de revisite est de 27 jours. Contrairement aux données Jason qui ont servi à calibrer (**CHN3**) et à véritablement valider le modèle, ici le but était avant tout de s'assurer que les données renvoyaient la tendance de la hauteur d'eau simulée et si l'algorithme pointait toujours vers une cible hydrologique de type rivière.

Les résultats sont globalement très satisfaisants. Il est intéressant de se concentrer sur les profils altimétriques Sentinel-3A (graphique du bas sur les figures). Chaque point renvoie à une hauteur et le code couleur fait référence au coefficient de retrodiffusion. La technologie SAR permet une meilleure définition des zones écotones ainsi qu'une nette définition de la rivière. Sur la troisième figure (c), l'altimètre a beaucoup plus de facilités à détecter les cibles hydrologiques dans une configuration de reliefs encaissés. On notera enfin la capacité de l'altimètre SAR à acquérir un signal pour des largeurs de cours d'eau plus faible. Dans sa globalité, l'algorithme de placement des stations virtuelles s'est avéré satisfaisant pour pointer vers la rivière. Notons cependant que dans quelques cas, ce dernier n'a pas réussi à détecter la rivière et a positionné la station virtuelle sur une cible non hydrologique. Cette erreur est directement liée aux contenus des tables de mesure utilisées. En effet, dans ces cas, les coefficients de rétrodiffusion associés aux points étaient aberrants. Ces stations virtuelles


(a)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 929.0 sous la trace 633
Hauteur d'eau simulée
Observations Sentinel 3A
R²= 0.89
Anomalie de hauteur d'eau (m)
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude
(b)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 4183.0 sous la trace 620
Hauteur d'eau simulée
Observations Sentinel 3A
R²= 0.86
Anomalie de hauteur d'eau (m)
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(c)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 4912.0 sous la trace 334
Hauteur d'eau simulée
Observations Sentinel 3A
R²= 0.79
Anomalie de hauteur d'eau (m)
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(d)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 5202.0 sous la trace 562
Hauteur d'eau simulée
Observations Sentinel 3A
R²= 0.89
Anomalie de hauteur d'eau (m)
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude

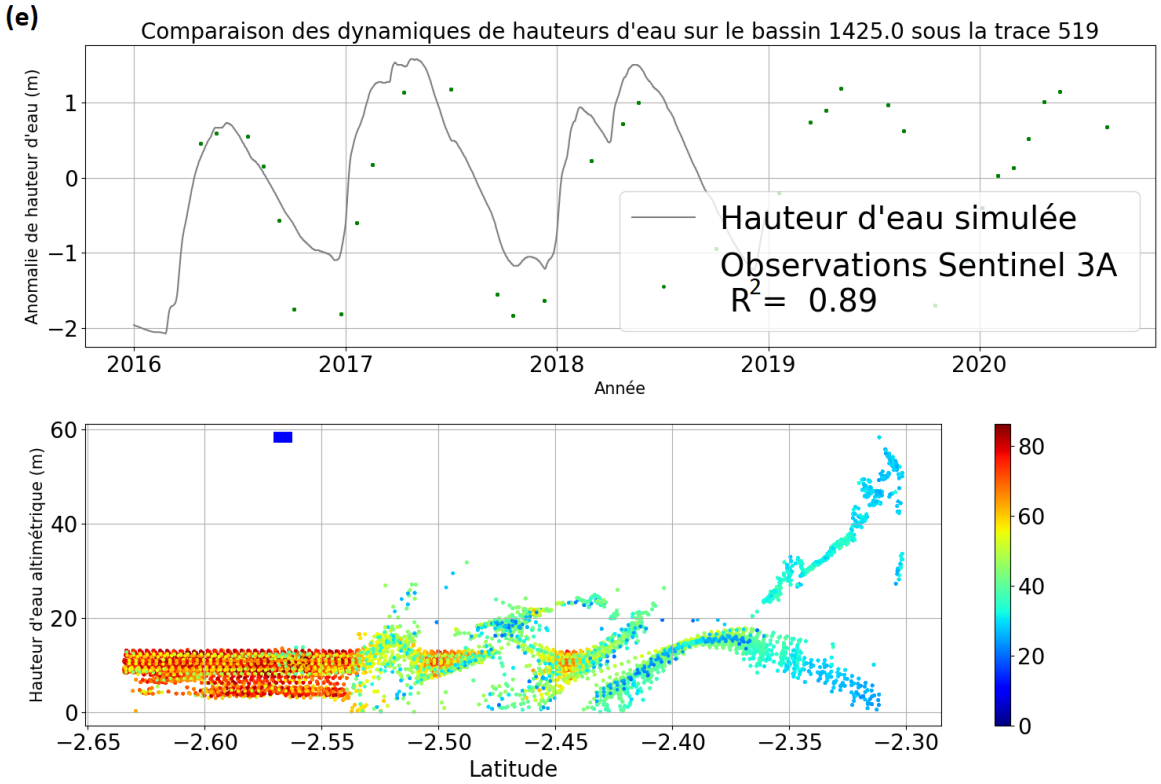


FIGURE 3.8 – La partie supérieure montre la comparaison des séries temporelles de hauteurs d'eau entre 2016 et 2018 où la courbe en gris représente la simulation SWAT, les points verts sont les hauteurs Sentinel-3A. La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle.

ont alors été retirées de l'étude.

La Figure. 3.9 est une représentation spatiale de l'ensemble des stations Sentinel-3A générézs sur le bassin, avec en code couleur la valeur du coefficient de corrélation. La partie gauche présente l'histogramme de ces coefficients pour les stations virtuelles du bassin versant. Plus de 3870 stations virtuelles ont été ainsi créées. Le coefficient de corrélation moyen pour toutes les stations est de 0,75 avec un écart type de 0,14. Pour le RMSE, la moyenne est à 0,65 avec un écart type de 0,54. Ces deux indicateurs tendrait à montrer la pertinence d'utiliser les données Sentinel-3A afin de valider les hauteurs d'eau simulées par SWAT. Toutefois, considérant le fait qu'une station virtuelle Sentienl-3A n'est constituée que d'une vingtaine de points de comparaison, il est préférable de regarder ces résultats en tant qu'indicateurs généraux, plutôt qu'en tant que données validation à proprement parler.

Par ailleurs, une zone a particulièrement attiré notre attention. Elle est constituée d'un polygone défini par les coordonnées 2°N, −4°S, −76°W, −74°W. Dans cette zone, les comparaisons sont globalement moins bonnes. Quand on regarde les altitudes renvoyées par le satellite et les altitudes du MNT, les deux sont très significativement différentes (jusqu'à 400 m). Il s'agit ici rassemblement d'une erreur liée à la consigne de tracking à bord du satellite. Issue d'un MNT, cette information permet à l'altimètre de mieux s'adapter aux variation topographiques de la surface sous la trace. Toutefois, notamment au début de la mission Sentinel-3A, certaines zones se sont trouvées mal paramétrées et le satellite n'a pas pu mesurer correctement la hauteur de ces cibles à son nadir. Ces consignes de tracking sont cependant régulièrement corrigées à l'occasion de mise à jour du MNT bord. Les points affectés par ce souci ont été le plus possible retirés de l'analyse.

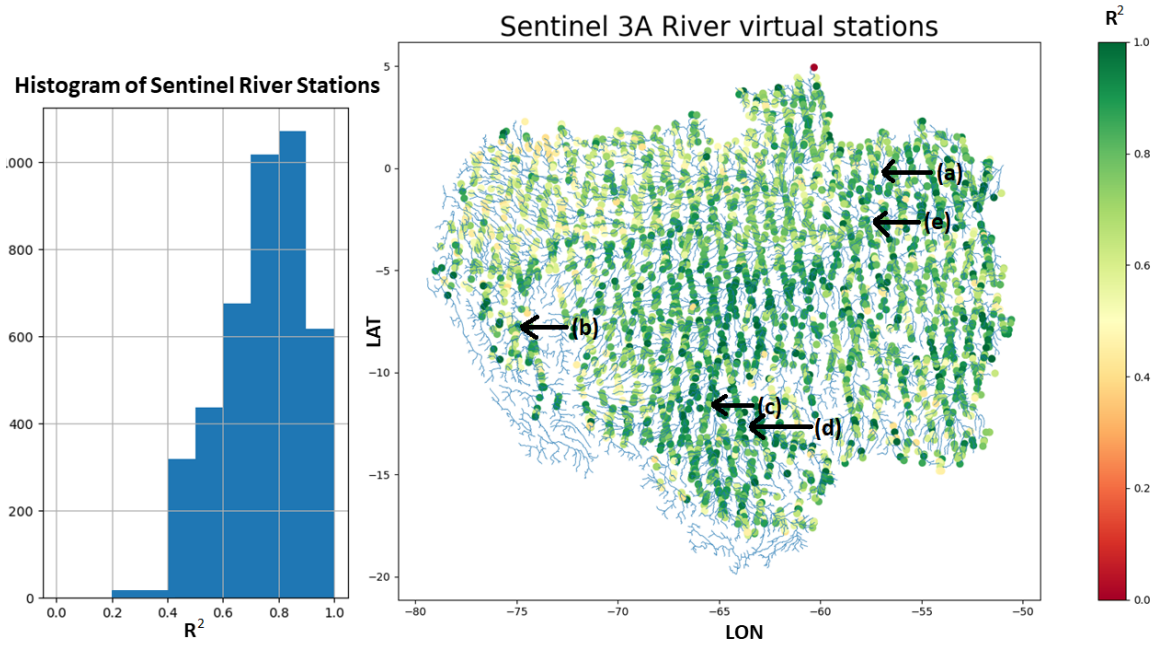


FIGURE 3.9 – Représentation spatiale de l'ensemble des stations Sentinel-3A sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation.

Comme dans le cas de Jason, les zones de hautes montagnes ont été écartées de l'étude. Toutefois, à l'inverse de Jason, on remarque que les têtes de bassins renvoient des résultats *a priori* meilleurs. Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer ce phénomène. L'argument trivial est lié à la densité des points de mesure de la série temporelle des stations virtuelles, dans la mesure où ceci vient gonfler artificiellement les indicateurs. Dans un autre temps, la

technologie SAR permet de voir des cours d'eau d'une largeur de cent mètres. Par ailleurs, la forme de la tache au sol (rectangulaire) permet une meilleure acquisition du signal sur ce genre de cible et évite une pollution par l'environnement direct. Ces éléments pourraient alors expliquer les meilleurs résultats dans le cas des têtes de bassin notamment.

3.2.2.3 Comparaison des hauteurs d'eau dans les zones alluviales.

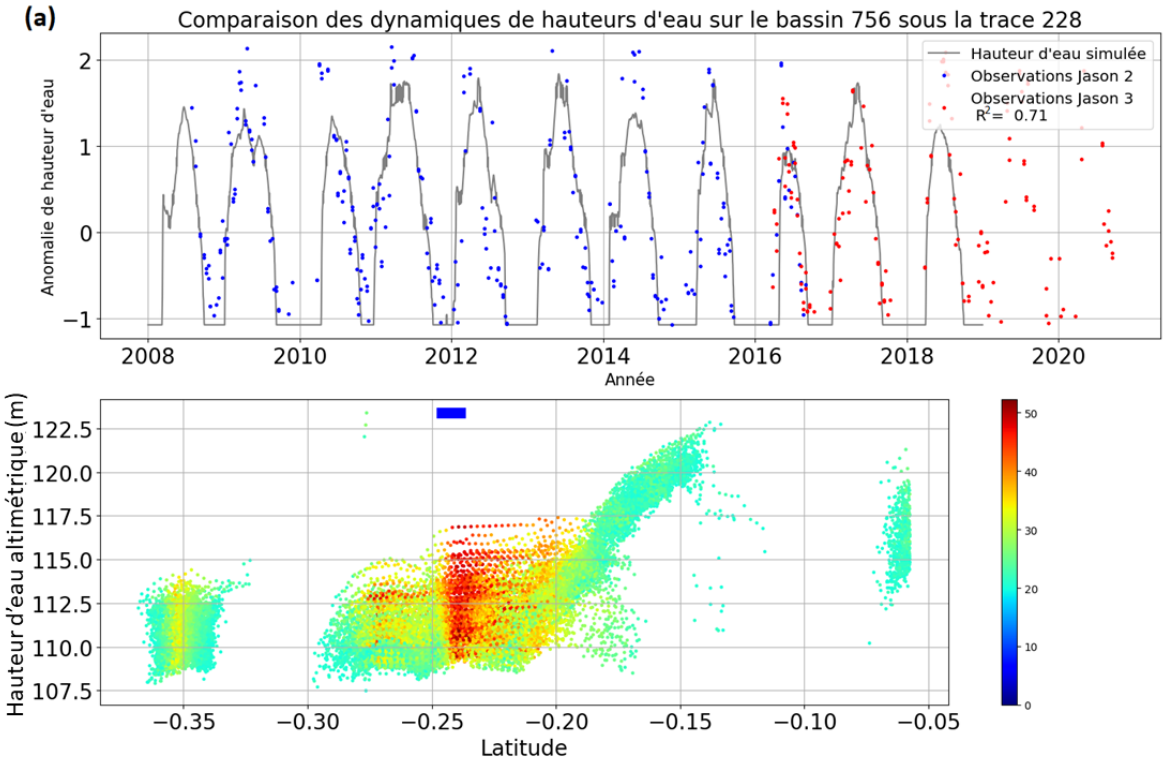
Les résultats du modèles SWAT-FP sont très satisfaisants pour modéliser les débits ainsi que les hauteurs d'eau sur l'ensemble du bassin versant de l'Amazone. Ces conditions sont optimales afin de poursuivre vers le cœur des travaux de la thèse et s'intéresser aux **zones alluviales**.

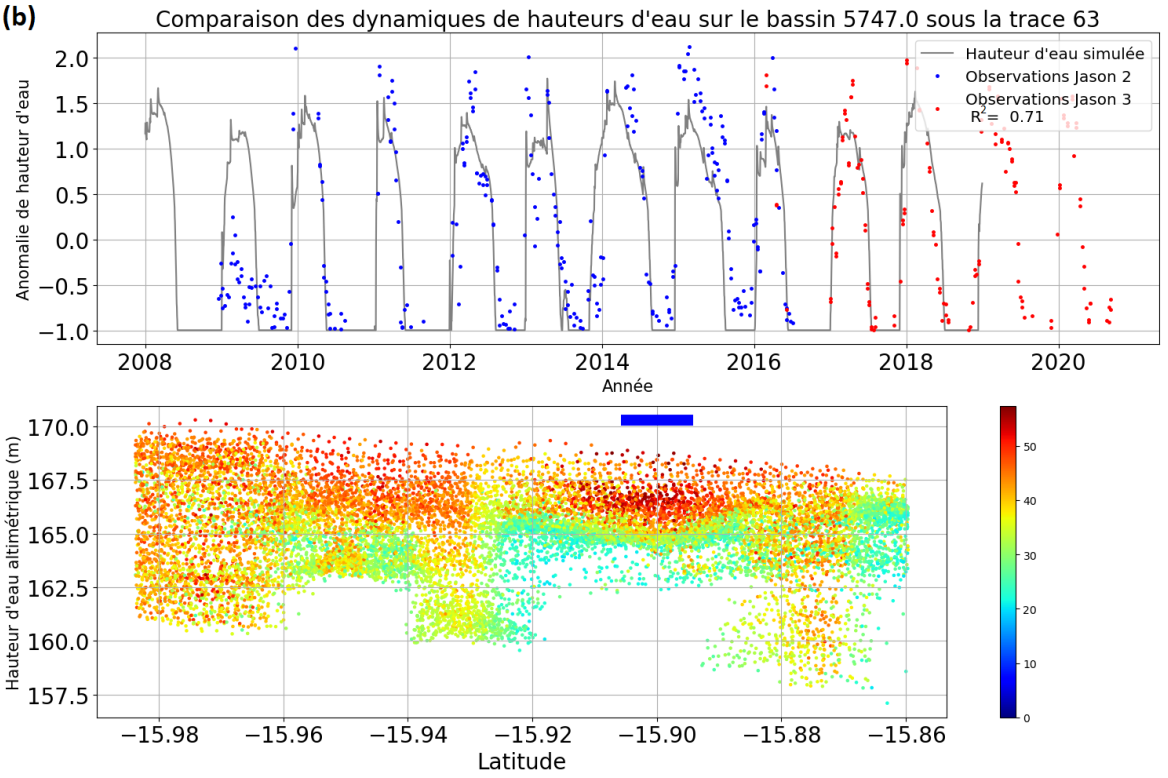
La Figure 3.10 présente les comparaisons entre les hauteurs d'eau simulées par SWAT dans la plaine d'inondation et les séries temporelles de hauteurs d'eau Jason 2 (en bleu), Jason 3 (en rouge) et Sentinel-3A (en vert) pour quelques sous bassins. Le premier point est que les séries temporelles altimétriques renvoient les mêmes dynamiques que celles simulées par le modèle. Le point le plus critique ici est la synchronicité de chaque série dans l'estimation du début et de la fin de l'inondation. En effet, le modèle reproduit de façon satisfaisante les moments où le lit majeur se met en eau et lorsqu'il se vide, modulo les temps de revisite de chaque altimètre.

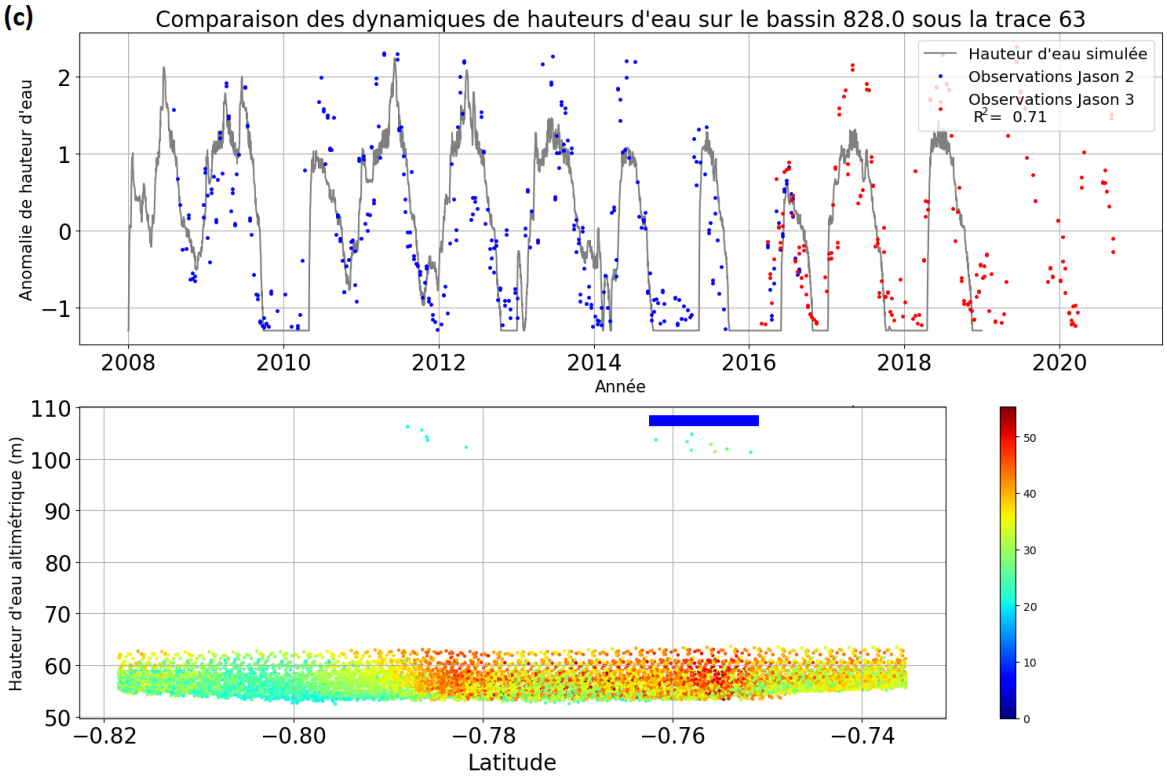
On notera également que les variations inter annuelles dans les inondations sont également bien prises en compte par les satellites. Par exemple sur la sous-figure 3, la saisonnalité inter annuelle est très peu marquée, notamment entre 2011 et 2012 où la plaine semble ne pas s'être complètement vidangée. Le satellite parvient néanmoins à capturer ces particularités. Dans un même temps, la temporalité variable des inondations est également bien prise en compte. Par exemple au niveau de la sous-figure (d), le pic associé à 2016 est de plus faible amplitude et plus faible que les autres années. Toutefois, les observations, malgré le fait qu'elles soient marquées par la transition vers Jason 3, suivent la simulation.

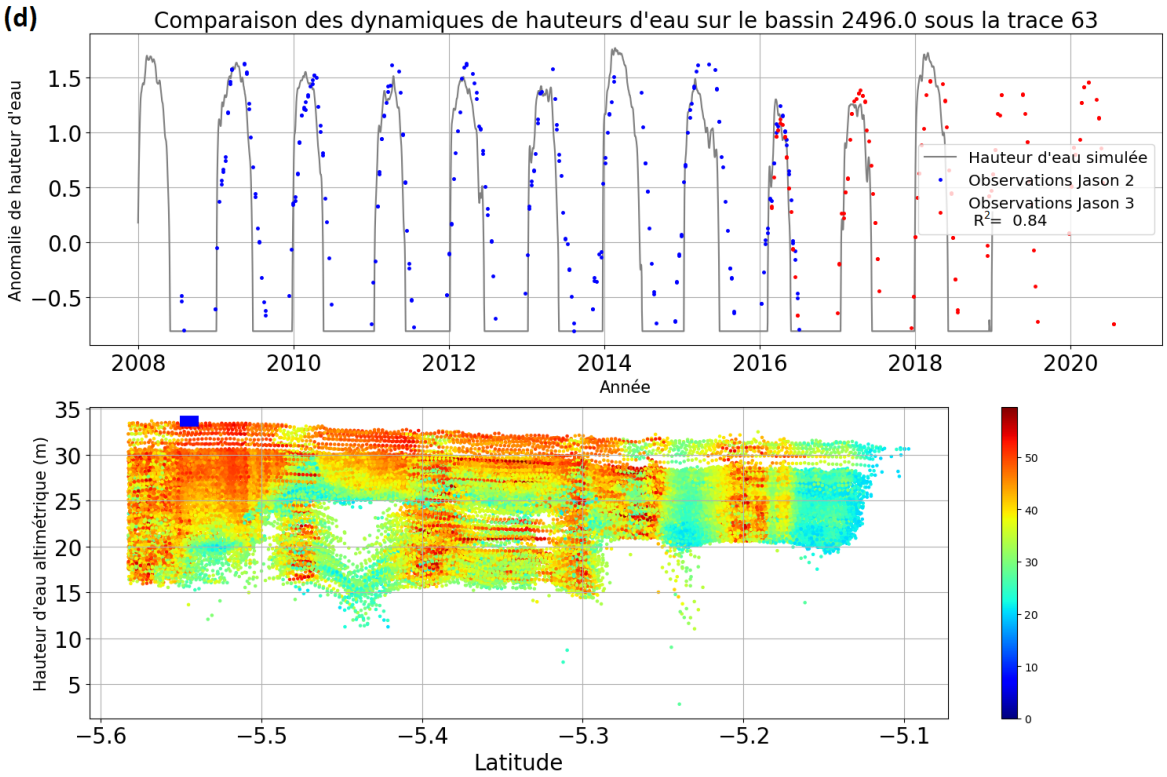
On remarquera que, de façon générale, les altimètres de la famille Jason tendent à pointer vers la rivière, malgré le fait que les données simulées soient celles de la plaine alluviale. En l'état, ceci n'est pas dérangeant. En effet, comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, les inondations ont des composantes à la fois endogène et exogène, qui viennent traduire toute leur complexité. Ainsi, il est possible de considérer qu'au droit de ces stations virtuelles, la rivière exerce un fort contrôle sur les mécanismes et impose de façon globale, la dynamique de l'inondation.

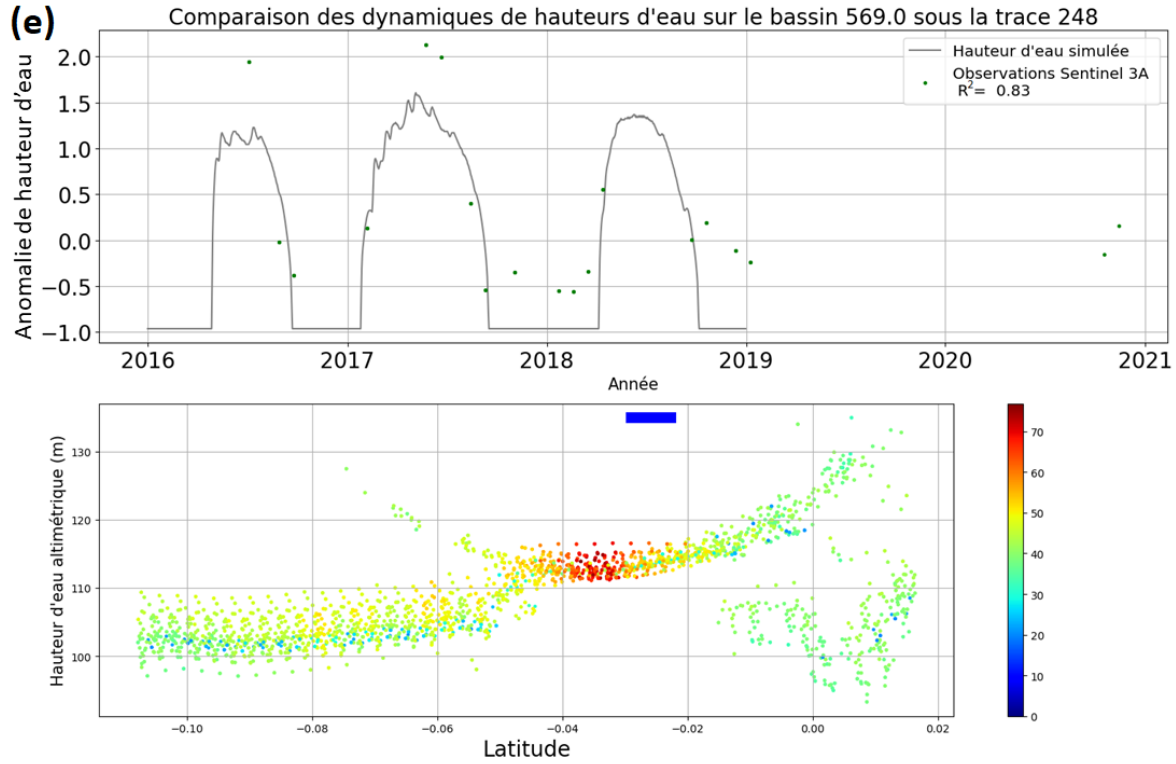
De plus, cette particularité n'est pas très surprenante en ce qui concerne les altimètres conventionnels de la famille Jason. En effet, il est très probable que la taille ainsi que la forme de la tâche au sol ne permettent pas de discriminer efficacement le signal provenant de la plaine et celui provenant de la rivière. Considérons un seul côté de la plaine d'inondation, alors pour les plaines dont la largeur est en moyenne inférieure à 2 km, le signal de la rivière reçu par l'altimètre prend le dessus sur les autres. À l'inverse, on peut constater que les stations virtuelles Sentinel-3A sont davantage positionnées sur la plaine d'inondation, ou au maximum à l'extérieur du lit mineur. Une fois encore, la résolution offerte par le SAR permet une meilleure définition des lits majeurs et mineurs et ainsi offre une bonne délimitation entre les signaux issus de la rivières et ceux provenant de la plaine. Prenons par exemple la sous-figure 6. Ici, la station virtuelle est positionnée sur la plaine d'inondation, mais reste relativement proche du bief. Le signal qui en résulte est très corrélé aux simulations et est uniquement dû à ce qui est reçu de la plaine. On pourrait alors s'avancer la proposition suivante : Bien que l'altimétrie conventionnelle, de part sa longue période d'acquisition et son court temps de revisite, constitue dans une certaine mesure, une bonne base pour l'étude des plaines d'inondation, il apparaît plus judicieux de se tourner vers l'altimétrie SAR dans ce cas là, car elle offre une meilleure résolution et permet une distinction entre lit mineur et lit majeur.

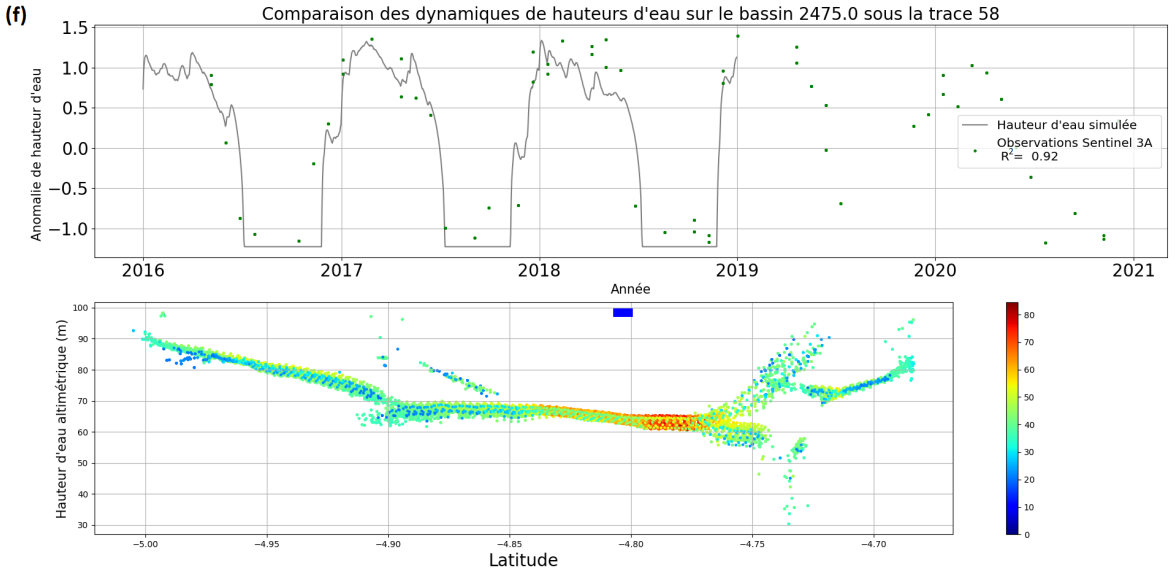

(a)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 756 sous la trace 228
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R² = 0.71
Anomalie de hauteur d'eau
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(b)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 5747.0 sous la trace 63
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R² = 0.71
Anomalie de hauteur d'eau
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(c)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 828.0 sous la trace 63
Anomalie de hauteur d'eau
Année
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R²= 0.71
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(d)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 2496.0 sous la trace 63
Anomalie de hauteur d'eau
Année
Hauteur d'eau simulée
Observations Jason 2
Observations Jason 3
R²= 0.84
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(e)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 569.0 sous la trace 248
Anomalie de hauteur d'eau
Hauteur d'eau simulée
Observations Sentinel 3A
R²= 0.83
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude


(f)
Comparaison des dynamiques de hauteurs d'eau sur le bassin 2475.0 sous la trace 58
Anomalie de hauteur d'eau
Hauteur d'eau simulée
Observations Sentinel 3A
R²= 0.92
Année
Hauteur d'eau altimétrique (m)
Latitude

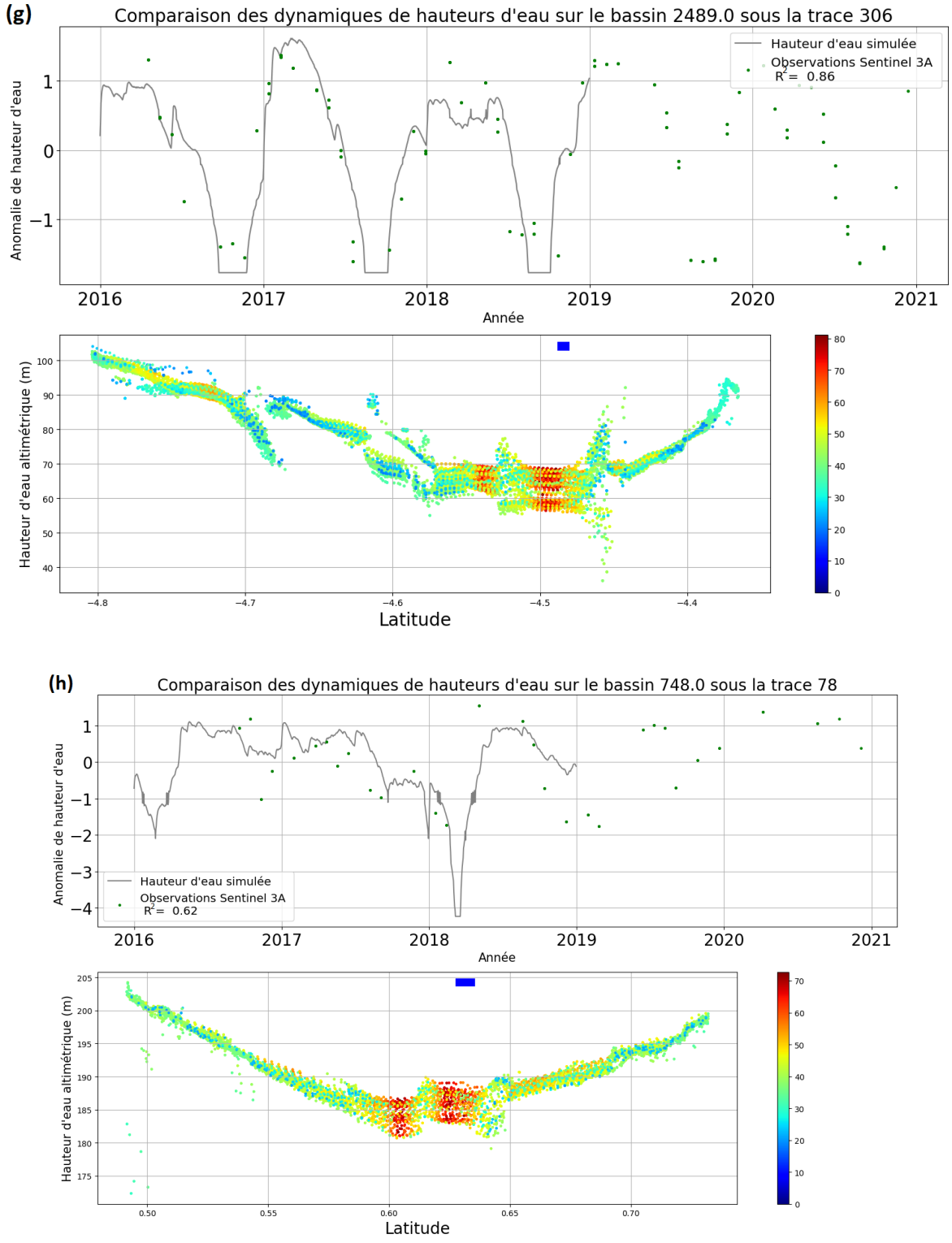


FIGURE 3.10 – Comparaisons entre les chroniques de hauteurs d'eau simulées dans la plaine d'inondation avec les séries temporelles de hauteurs altimétriques Jason 2 (bleu) Jason 3 (rouge) et Sentinel-3A (vert). La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle.

Il demeure de nuancer ce dernier propos. Tout d'abord, le temps de revisite de Sentinel-3A reste un frein non négligeable. En effet, une latence de 27 jours peut entraîner un retard dans la détection du début de l'inondation ainsi que de dynamiques temporelles particulières, même si les inondations s'étalent sur plusieurs mois dans le cas de l'hydrosystème amazonien. Par ailleurs, cet exercice n'a été réalisé qu'avec les altimètres conventionnels Jason. Le nouveau satellite Jason CS/Sentinel-6, lancé fin 2020, suit la même orbite que ses prédécesseurs et embarque à son bord un altimètre SAR. Ceci devrait en théorie pallier la résolution de l'altimétrie conventionnelle, avec des temps de revisite de dix jours. Enfin, en ce qui concerne Sentinel, la trace considérée a un impact non négligeable sur les résultats. La Figure 3.11 montre la comparaison entre les chroniques de hauteurs d'eau simulées dans la plaine d'inondation avec les séries temporelles de hauteurs pour les traces Sentinel-3A 448 et 719 sur le même sous-bassin. On remarque sur les deux figures un écart de 0,10 pour le coefficient de corrélation. Schématiquement, les deux traces présentent un angle d'incidence relativement perpendiculaire au cours d'eau. Pour la trace 448, la station virtuelle est positionnée dans une zone entre la plaine et le cours d'eau, sans vraiment être sur le cours d'eau. Pour la trace 719 la position de la station virtuelle est la plaine d'inondation. Ici le facteur principal pouvant expliquer une différence est la temporalité d'acquisition de la donnée, qui diffère d'une quinzaine de jours entre les deux stations. Enfin, de façon globale, il est important de ne pas sous-estimer l'impact de l'angle d'incidence de la trace avec le cours d'eau. Une trace perpendiculaire au bief donnera un signal plus net.

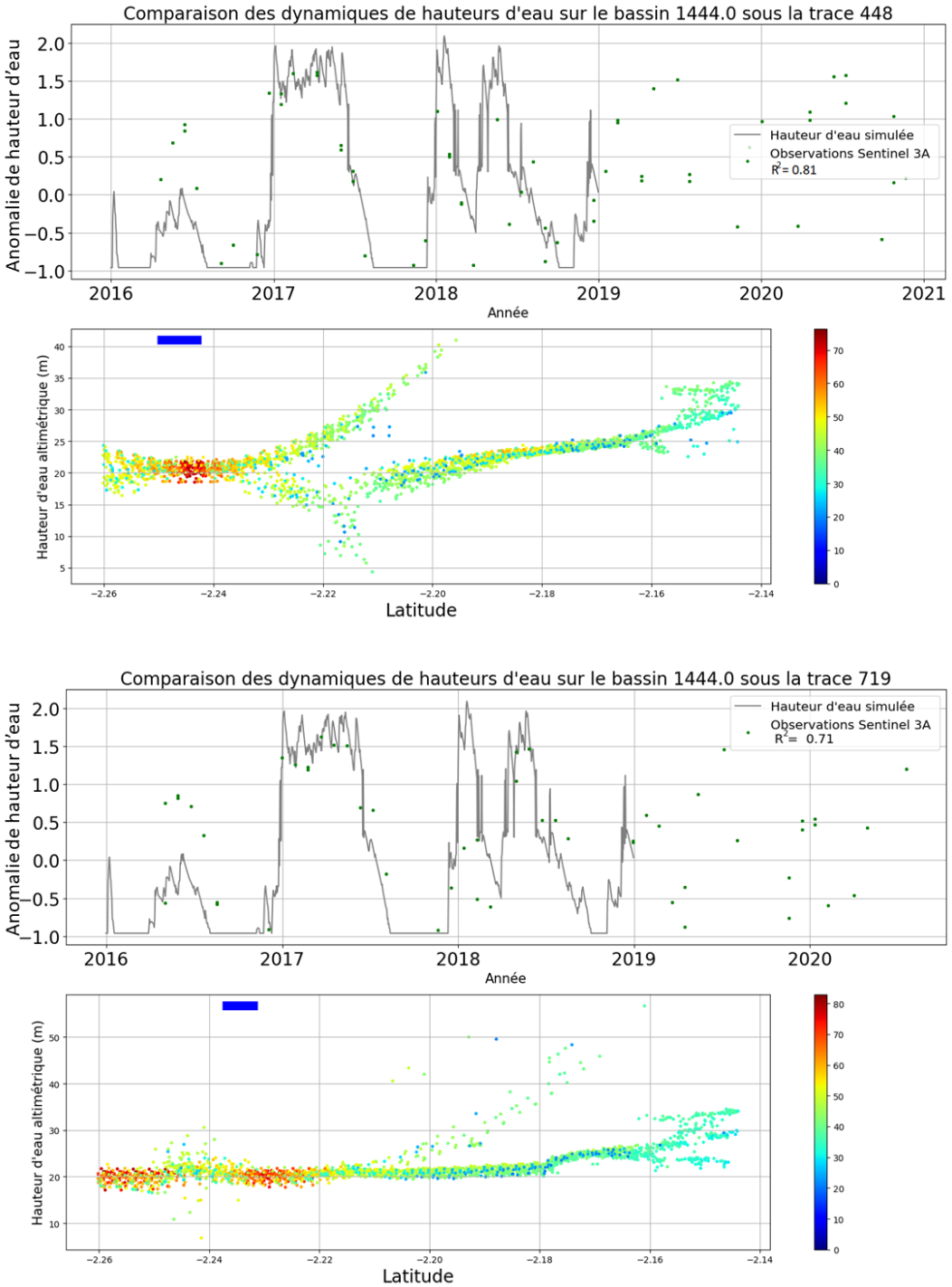


FIGURE 3.11 – Comparaisons entre les chroniques de hauteurs d'eau simulées dans la plaine d'inondation avec les séries temporelles de hauteurs pour deux traces Sentinel-3A sur le même sous-bassin. La partie inférieure expose le profil de rétrodiffusion de chaque section. La barre bleue est la position de la station virtuelle.

Les Figures 3.12 et 3.13 représentent la spatialisation de l'ensemble des stations virtuelles Jason et Sentinel-3A dans le cas "plaine d'inondation" sur le bassin versant, avec en code couleur la valeur du coefficient de corrélation. Ici, les stations virtuelles ne couvrent pas l'ensemble du bassin car les plaines d'inondation sont forcées avec le masque SWAF-HR. En ce qui concerne Jason, le coefficient de corrélation moyen est de 0,61 avec un écart type de 0,16 et un RMSE moyen de 0,72 avec un écart type de 0,28 pour 840 stations. En ce qui concerne les stations virtuelles Sentinel-3A, le R^2 moyen est de 0,75 avec un écart type de 0,14 et un RMSE de 0,67 dont l'écart type est de 0,81 pour 2570 stations. Ces deux résultats sont très satisfaisants en terme de qualité. Les indicateurs sont sensiblement identiques qu'il s'agisse de la comparaison dans le cours d'eau ou dans la plaine. En effet, la qualité de représentation de la dynamique de la hauteur d'eau dans le bief a un impact direct sur celle de la plaine. On peut remarquer dans l'histogramme des R^2 pour Sentinel-3A une très forte sous représentation des classes de 0 à 0,4. Cela tient du seuil fixé par la p-value des comparaisons. Ces résultats ont été volontairement sortis de l'analyse car non significatifs, pour les mêmes raisons que celles exposées au paragraphe précèdent.

Toujours est-il, l'ensemble de ces résultats nous permet de conclure sur la pertinence d'utiliser l'altimétrie spatiale afin de valider les sorties du modèle dans les plaines d'inondation. Malgré les quelques défauts intrinsèques à l'altimétrie conventionnelle, elle constitue un outil robuste pour réaliser cet exercice de validation. En parallèle, l'altimétrie SAR a également démontré toute sa performance pour cette application grâce notamment à une résolution plus fine. On notera toutefois que le temps de revisite ainsi que les périodes d'acquisition de la donnée peuvent constituer un frein pour la considérer à proprement parler comme méthode de validation.

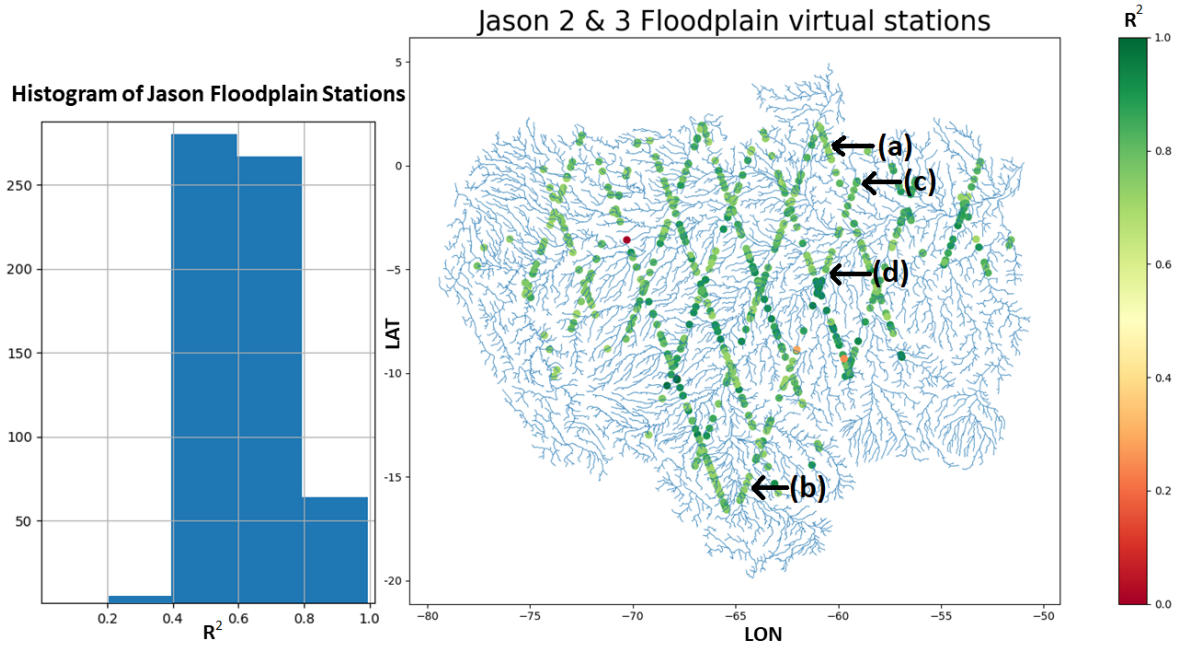


FIGURE 3.12 – Représentation spatiale de l'ensemble des stations Jason sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation (2009 - 2018).

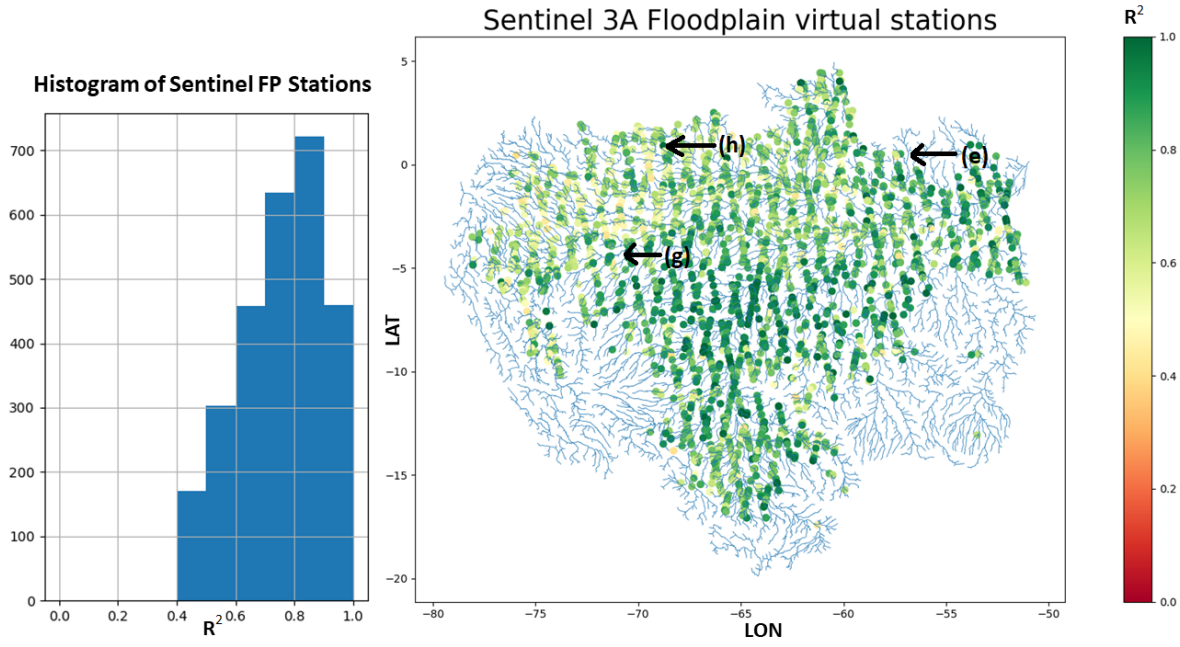


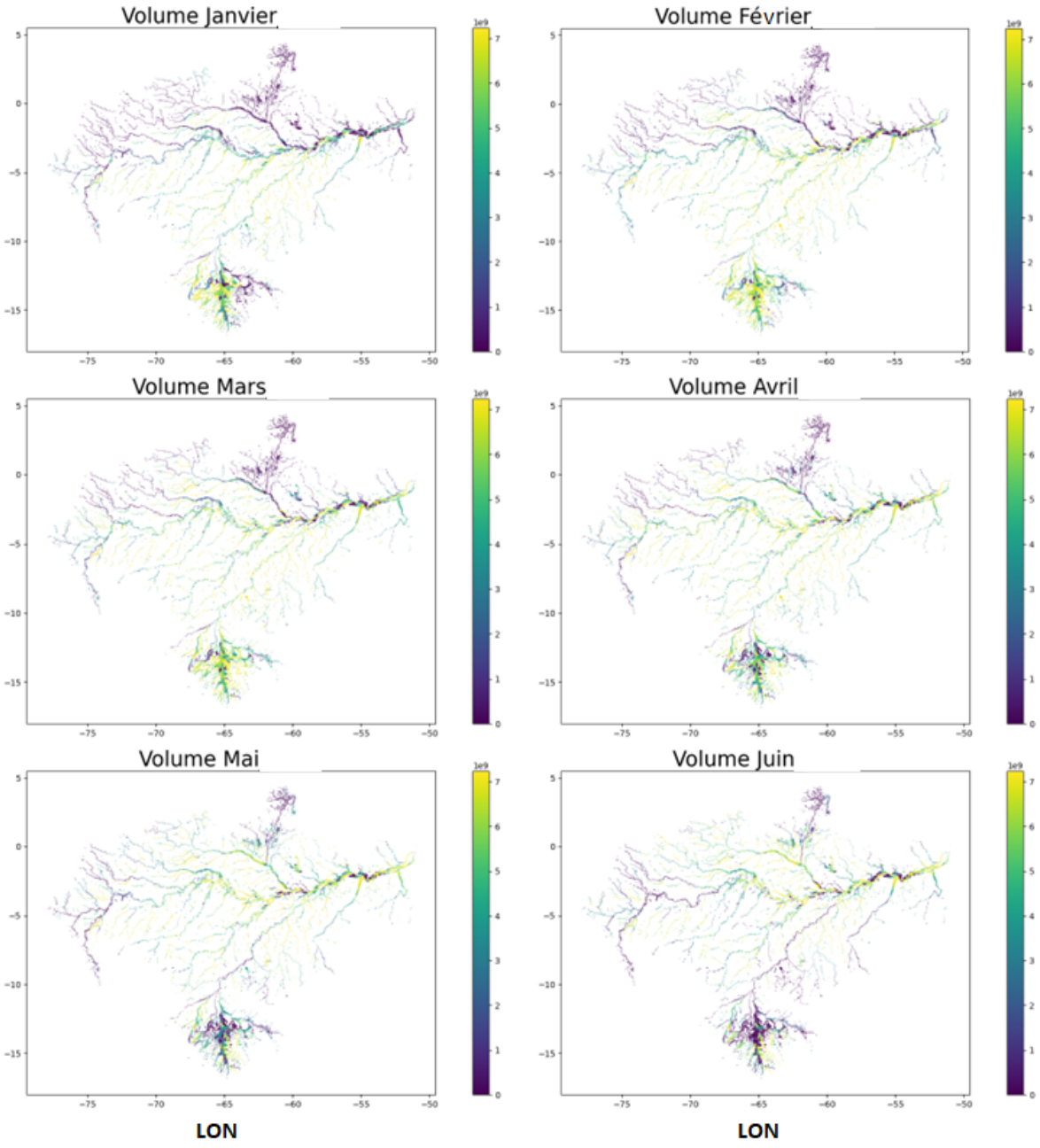
FIGURE 3.13 – Représentation spatiale de l'ensemble des stations Sentinel-3A sur le bassin et histogramme associé. Le code couleur renvoie à la valeur du coefficient de corrélation (2016 - 2018).

3.2.2.4 Variabilité spatiale et temporelle des inondations.

La validation des hauteurs d'eau dans les plaines d'inondation par l'altimétrie spatiale nous permet de dresser les dynamiques spatiale et temporelle des stocks en eau libre dans les zones alluviales, à l'échelle du bassin versant de l'Amazone. La Figure 3.14 expose les moyennes mensuelles inter-annuelles des volumes inondés à l'échelle de chaque sous-bassin. Dans un premier temps, on peut remarquer la propagation de l'onde de crue depuis les bassins andins vers la branche principale de l'Amazone. Les mois de Septembre, Octobre et Novembre constituent les mois secs pour le bassin amazonien. Le volume d'eau stocké dans les plaines d'inondation est faible, voire quasi nul à l'échelle de tout l'hydro système. La crue débute vers la fin de mois de Décembre, début du mois de Janvier avec la mise en eau des plaines principalement au niveau des affluents andins du Madeira. Toutefois, l'inondation commence véritablement au mois de Février. L'ensemble des bassins andins débordent, les affluents du Madeira, comme les affluents de l'Ouest tels que le Marañon et l'Ucayali. Le maximum de l'inondation pour ces bassins est atteint vers le mois de Mars.

Par la suite, l'onde de crue se propage le long du linéaire fluvial. Dans un premier temps, les bassins des Andes amorcent leurs décrues et le volume d'eau stocké dans les plaines d'inondation diminue peu à peu. Parallèlement, l'onde de crue atteint les bassins de plaine qui entament à leur tour une phase d'inondation ; comme par exemple le Purús et le Madeira. Pendant ces mois, l'onde de crue continue sa course en passant d'abord par le Solimões, puis par l'Amazone. Ici, l'inondation est maximale aux alentours du mois de Mai. Enfin, à partir de Juin, le fleuve entame sa décrue et les plaines se vidangent progressivement. À l'inverse, le mois de Mai marque le début de la crue pour les Rios Negro et Branco. Celle-ci se poursuit jusqu'en Septembre.

Cette représentation est intéressante dans la mesure où elle permet d'avoir une représentation spatiale détaillée de l'inondation sur l'ensemble du bassin versant de l'Amazone, à une résolution de l'ordre du sous-bassin. Par ailleurs, elle permet aussi de se rendre compte de la contribution spécifique des affluents andins ainsi que des systèmes du Madeira et du Negro dans la mise en place de l'inondation sur la branche principale de l'Amazone. On comprend alors pourquoi cette inondation de l'Amazone prend des proportions sans précédent.


Volume Janvier
Volume Février
Volume Mars
Volume Avril
Volume Mai
Volume Juin
LON
LON

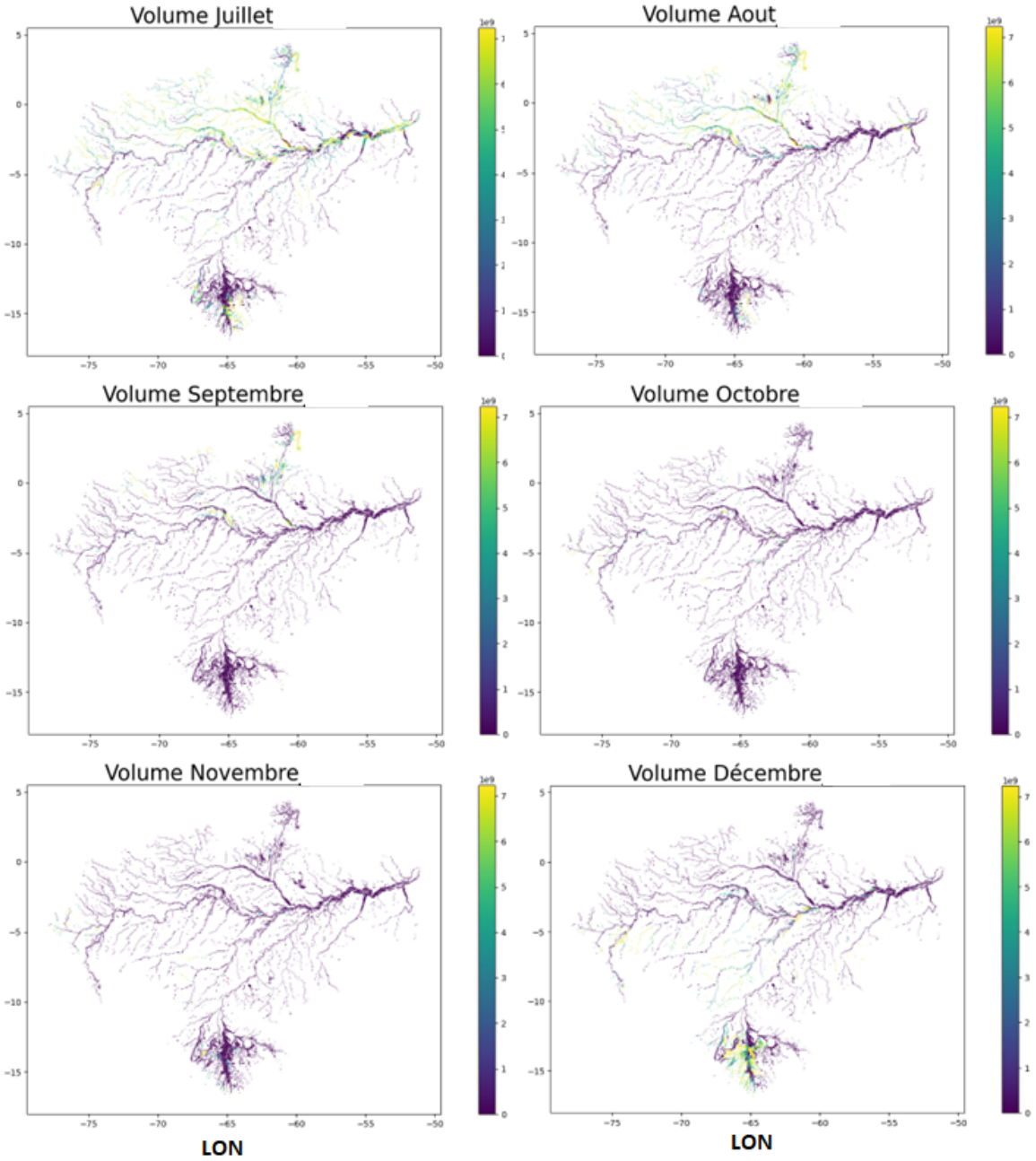


FIGURE 3.14 – Représentation spatiale des moyennes mensuelles inter annuelles des volumes inondés en m^3 à l'échelle de l'Amazone.

L'agrégation spatiale de ces données permet d'obtenir une dynamique détaillée du stock d'eau libre dans les plaines alluviales à la fois à l'échelle de tout le bassin versant mais aussi à l'échelle des sous systèmes ; et ceci au pas de temps journalier. La Figure 3.15 expose la dynamique des volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondations (m^3) au pas de temps journalier entre 2000 et 2018 pour l'ensemble de bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents. Le volume total pour le bassin y est représenté par la courbe en noir. Le volume pour chaque grand sous-bassin est représenté par les différentes courbes de couleurs avec : en bleu le Tapajós, en rouge le Madeira, en vert le Purús, en jaune le Branco et Negro, en marron l'Ucayali et le Marañon et en violet la branche principale composée du Solimões et de l'Amazone.

La dynamique des inondations à l'échelle de tout le bassin versant présente une certaine stabilité inter annuelle. Le stock en eau libre moyen annuel dans les plaines d'inondation pour l'ensemble du bassin s'élève à 1800 km^3. Ceci correspond à 28% du débit moyen à l'exutoire du bassin versant. Les systèmes qui contribuent le plus à l'inondation sont le Madeira et le Branco/Negro avec des volumes moyens débordés de l'ordre de 312 km^3 et 480 km^3 par an. Ici, les volumes stockés sur le bassin du Negro apparaissent plus importants que ceux du Madeira. Cela tient du fait de la présence de nombreux lacs et zones humides permanentes au Nord Est du bassin. On remarque bien ici le fonctionnement décalé de ces deux systèmes. En effet, le Madeira est un bassin dans l'hémisphère Sud, par conséquent, le régime des précipitations déclenche les crues pendant la première partie de l'année. À l'inverse, le bassin du Negro se situe dans l'hémisphère Nord, où la crue à lieu durant la deuxième partie de l'année. On peut également noter que contrairement à tous les autres bassins, le bassin du Negro présente généralement deux pics de crue au cours de l'année, le deuxième étant plus important.

Le bassin du Purús présente un pic de crue marqué lors des premiers mois de l'année. La moyenne annuelle des volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondation est d'environ 150 km^3 par an. Le schéma d'inondation est typique d'un bassin andin en ce qui concerne l'initialisation de la crue. Toutefois, celle-ci se poursuit quelques semaines de plus.

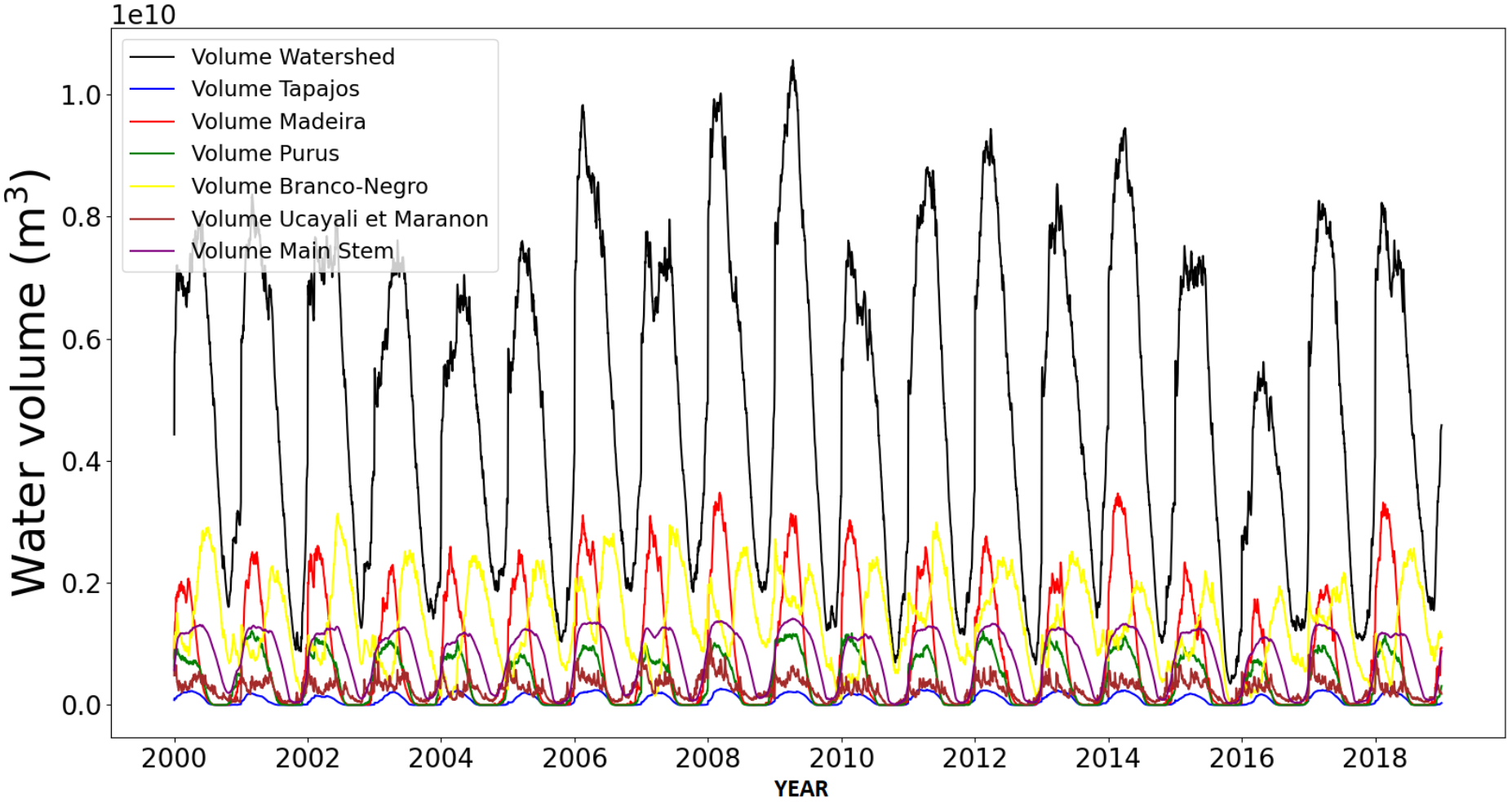


FIGURE 3.15 – Dynamique des volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondations (m^3) au pas de temps journalier entre 2000 et 2019 pour l'ensemble des bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents.

En ce qui concerne, la branche principale du fleuve, l'intensité des inondations s'élève en moyenne à 280 km^3 par an. La figure permet une fois de plus de se rendre du fait que l'inondation sur l'Amazone (et le Solimões) est le résultat de l'intégration de l'ensemble de ses sous systèmes. En effet, l'inondation commence peu de temps après le début de la crue des bassins andins. Le maximum du pic de crue est principalement dû à une contribution conjointe des bassins du Madeira et du Purús. L'inondation se poursuit ensuite encore d'un voire deux mois et est entretenue par le bassin du Negro.

Les bassins andins du Marañon et de l'Ucayali totalisent un stock d'eau moyen dans leurs plaines d'inondation d'environ 90 km^3 par an. À titre informatif, cela équivaut au volume du lac Léman. Ce sont dans ces deux bassins que commence à proprement parler la crue du système amazonien. La dynamique de crue de ces bassins s'étalent en totalité sur environ quatre mois avec un aspect *quasi* bimodal. En effet, certaines années présentent deux pics de crues approximativement distincts, sans l'être complètement. Cela est dû au retard de crue du Marañon par rapport à l'Ucayali.

Le bassin du Tapajós présente quant à lui présente une inondation marginale et peu significative. Celle-ci se porte en moyenne à 31 km^3 par an. Bien que ce soit un des affluents principaux de l'Amazone, le Tapajós est un bassin versant de type peuplier dont la plaine d'inondation est relativement peu développée et présente une structure encaissée. La crue modélisée alors est d'amplitude faible et s'étend entre les mois de Mars et Mai. On notera enfin que le principal de l'inondation se déroule vers l'exutoire du bassin, là où la largeur du cours d'eau et de la plaine augmente significativement.

En définitive, la crue de l'Amazone est principalement due à des précipitations intenses dans la région amazonienne, qui provoquent une augmentation du débit des affluents de l'Amazone. Cette augmentation de débit se répercute sur le fleuve principal, qui voit son niveau d'eau augmenter. Les crues sont relativement saisonnières, avec des pics crue de qui se produisent entre les mois de Janvier et de Mai.

Bien que le modèle permette d'avoir une vue d'ensemble des processus à l'échelle de bassin versant et des ses principaux tributaires, il est également possible d'obtenir une information à des échelles plus fines, voire à l'échelle des unités du paysage. La Figure 3.16 décrit la

dynamique journalière des stocks en eau libre cumulés dans les plaines d'inondation des principaux affluents du haut Madeira (Madre de Dios, Mamore, Beni et Guapore) entre 2000 et 2018, ainsi que le stock global au niveau de la station de Porto Velho. Le premier constat que nous pouvons faire est qu'il semble existait une certaine cyclicité dans les volumes inondés chaque année. En mettant de côté la crue exceptionnelle de 2014, la valeur des volumes inondés double entre 2000 et 2008. À l'inverse, on peut observer une tendance à la baisse de 2008 à 2017. Le stock en eau libre moyen inter annuelle du haut Madeira est de 165 $\pm$ 49 km^3 d'eau inondé par an, soit 53% du bassin du Madeira. L'inondation démarre globalement au même moment en ce qui concerne les affluents andins (Madre de Dios, Beni et Mamore) vers Novembre et est plus tardive (environ un mois) pour le Guaporé. Le Rio Mamore est le bassin qui contribue le plus en terme de pourcentage (49% soit 80 $\pm$ 25 km^3 en moyenne chaque année) à l'inondation du haut Madeira. Les Rios Madre de Dios et Guapore, quant à eux, contribuent de manière équivalente à l'inondation globale (environ 15% chacun), avec respectivement des volumes inondés moyen de 31 $\pm$ 8 km^3 par an et 21 $\pm$ 9 km^3 par an. On retrouve en dernier le Beni avec en moyenne 8 $\pm$ 2 km^3 qui sont stockés annuellement dans les plaines ; contribuant à 4% de l'inondation du haut Madeira.

Par ailleurs, on peut remarquer sur la Figure que le Mamore paraît plus sensible à l'inondation que les autres affluents ; cela se traduit d'ailleurs au niveau de la valeur des écarts types qui sont plus faibles pour les autres bassins. En effet, en ce qui concerne le Mamore, l'année où l'inondation est la plus importante est l'année 2014 avec un volume cumulé inondé de 146 km^3 d'eau. Lors de cette année, le volume maximal simulé pour un jour est de 1,27 km^3. À l'inverse, l'année 2003 est celle qui présente le volume inondé cumulé le plus faible avec 46 km^3 stockés dans la plaine. Ici, le volume journalier maximal simulé est de 0,63 km^3. Les résultats pour les autres bassins présentent plus de régularité inter annuelle. On pourra toutefois remarquer que le Guapore connaît deux baisses significatives en 2013 et 2016 où les volumes maximales simulés au pas de temps journalier sont respectivement de 0,12 km^3 et 0,07 km^3 à la place d'une valeur normale de 0,25 km^3 inondé. On pourra également noter une hausse significative des volumes cumulés ainsi que du volume maximal inondé pour chaque bassin pour les années 2014 et 2018 d'en moyenne 40%.

Enfin, il est fondamental de porter à l'attention du lecteur que jusqu'ici, nous avons utilisé le modèle afin de déterminer des dynamiques et des volumes inondés à des échelles importantes (système amazonien ou affluents). Toutefois, le modèle permet également d'obtenir ces mêmes informations à des échelles plus réduites, notamment à l'échelle des unités du paysage ou sous bassin. Si cette information est implorante dans le cas d'études localisées, nous avons choisi de ne pas traiter les résultats à ces échelles. En effet, ceci s'éloigne de notre objectif qui est de déterminer les dynamiques d'inondation à l'échelle globale et l'analyse des résultats se serait rapprocher d'une longue liste descriptive de quelques plaines. Toutefois, le sous chapitre 3.4 se focalisera sur la plaine d'inondation associée au tronçon de l'Amazone à Óbidos.

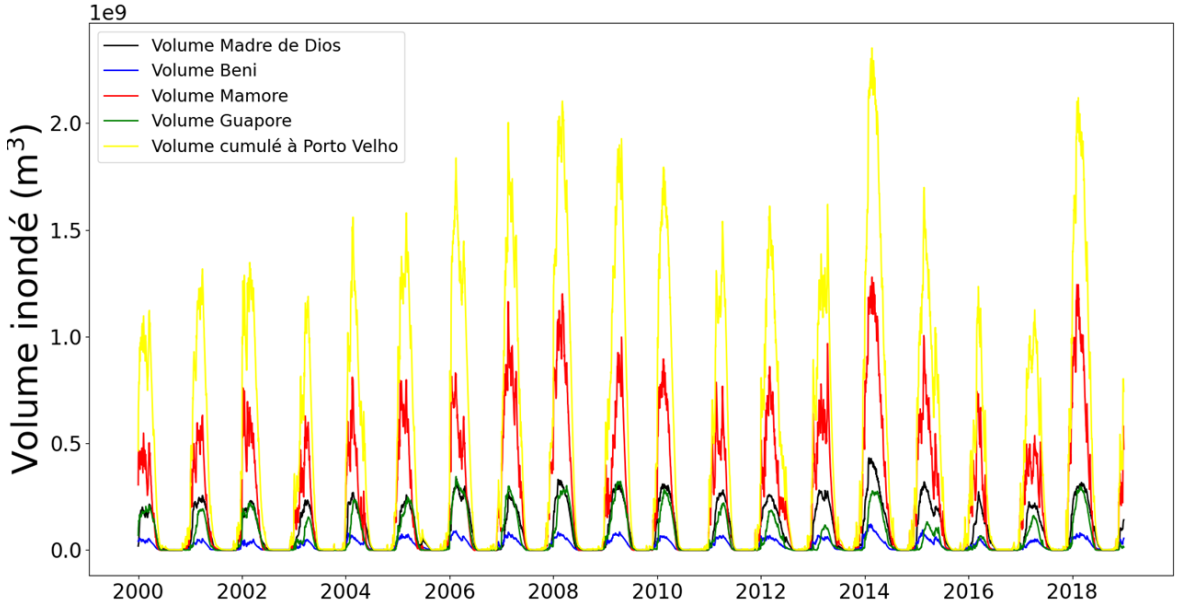


FIGURE 3.16 – Dynamique journalière des volumes d'eau cumulés stockés dans les plaines d'inondation (m^3) des affluents du haut Madeira avec en noir le Madre des Dios, en bleu le Beni, en rouge le Mamore et vert le Guapore et en jaune le volume cumulé de l'ensemble au niveau de la station de Porto Velho entre 2000 et 2018.

La Figure 3.17 présente le pourcentage de contribution de chaque affluent principal au volume inondé total du système amazonien entre 2000 et 2018 pour chaque mois de l'année. Ces pourcentages ont été déterminés à partir des moyennes mensuelles inter annuelles des volumes inondés cumulés sur chaque mois. Le code couleur correspond en rose à la branche Amazone-Solimões, en marron au Tapajós, en violet au Purús, en rouge au Negro, en vert au Madeira, en orange à l'Ucayali et au Marañon et en bleu à toutes les autres plaines du

bassin. En moyenne la contribution de chaque système à l'inondation globale et de 5,5% pour les Rios Ucayali et Marañon, 12,5% pour le Madeira, 33,6% pour le Rio Negro, 6,1% pour le Purús, 1% pour le Tapajós, 14,7% pour la branche principale du fleuve et enfin, les autres plaines participent à 26,3% de l'inondation globale . On peut remarquer que la contribution de l'Ucayali et du Maranõn est assez stable tout au long de l'année. Pour les mois de Janvier à Avril, l'inondation est dominée par le bassin du Madeira, avec une contribution moyenne de ce fleuve à hauteur de 30%. Durant cette période, le système Solimões-Amazone (principalement l'amont du Solimões) contribuent à environ 16% de l'inondation globale. Les lacs du Branco/Negro, toujours en eau, constituent environ 13% du stock d'eau libre du bassin, alors que les autres plaines correspondent à 21% de tout le stock.

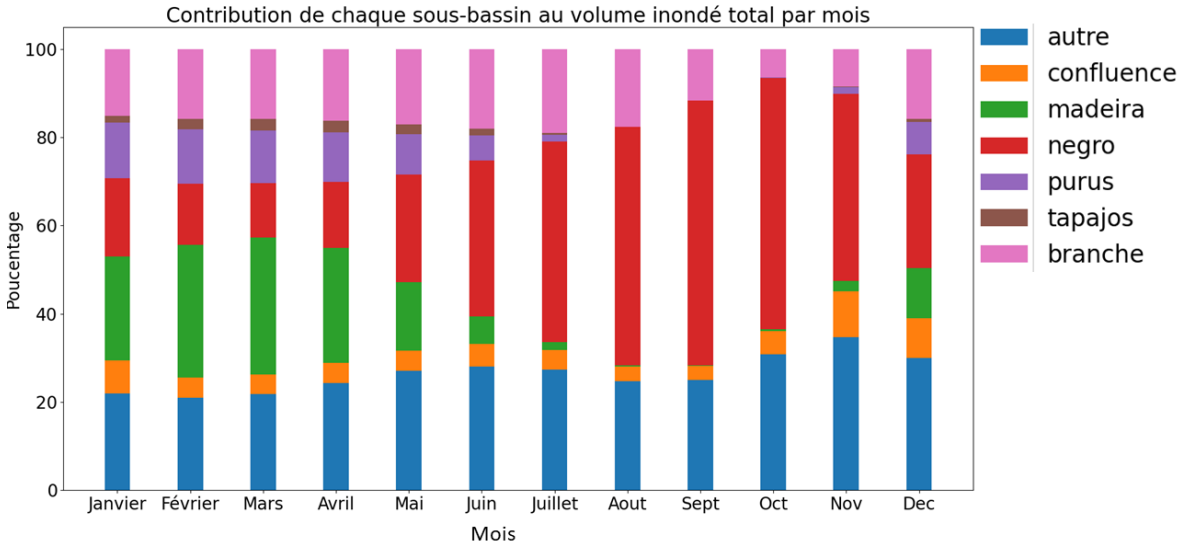


FIGURE 3.17 – Contribution (en pourcentage) de chaque sous bassin au volume total inondé au niveau du système amazonien chaque mois entre 2000 et 2018. Les pourcentages ont été calculés à partir des moyennes mensuelles inter annuelles des volumes mensuels cumulés avec en rose la branche Amazone-Solimões, en marron le Tapajós, en violet le Purús, en rouge le Negro, en vert le Madeira, en orange l'Ucayali et le Marañon et en bleu toutes les autres plaines du bassin.

De Juin à Novembre, le Rio Negro est le système contribuant le plus à l'inondation (plus de 50%) avec une maximum atteint en Septembre où l'inondation des Rios Negro et Branco constitue 60% du volume stocké dans les plaines d'inondation de tout le bassin. Pour ce qui est des bassins de l'hémisphère Sud comme le Tapojós ou le Purús, ceux ci ne contribuent pas à l'inondation entre Août et Novembre, alors qu'elle est maximale en Février/Mars avec respectivement 13% de contribution pour le Purús et 3% pour le Tapajós. En ce qui concerne

la branche principale du fleuve Amazone-Solimões, sa contribution à l'inondation globale est faible entre les mois d'Octobre et de Novembre, entre 6% et 8%. Elle augmente vers le mois de Décembre, lorsque l'onde de crue sort des Andes péruvienne. Sa contribution est relativement identique les mois suivants : environ 16% entre Décembre et Avril. À partir du mois de Mai, cette dernière augmente légèrement pour attendre 18% ; c'est le moment où l'Amazone rentre en crue.

3.2.2.5 Comparaisons avec la littérature.

Bien que la validation des hauteurs d'eau dans la plaine par altimétrie spatiale constitue un moyen efficace de valider le module d'inondation du modèle, il n'en demeure pas moins important de confronter nos résultats aux différentes études réalisées. Le premier constat à faire en premier lieu est que peu d'études existent sur l'estimation des volumes d'eau dans les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone. Néanmois, Tourian et al. (2018) ont mené une étude à l'échelle de tout le bassin versant afin de déterminer la capacité de stockage par les plaines d'inondation. Ces dernières s'appuient notamment sur l'utilisation de gravimétrie via le satellite GRACE. La Figure 3.18 présente les comparaisons entre les résultats modélisés par SWAT-FP et les stocks en eau libres déterminées par l'étude en question. Les volumes dans les plaines d'inondation modélisés et ceux de l'étude sont assez similaires, autant au niveau de tout le bassin versant qu'à l'échelle des sous systèmes. À l'échelle de tout le bassin de l'Amazone, les résultats sont similaires à 98%. Au niveau plus local, les résultats sont également très proches avec des taux de similarité allant de 30% et 54%, jusqu'à plus de 80%. Les faibles taux de similarité correspondent aux bassins notés 506 et 503 dans l'étude, soit le bassin du Juruá et la partie Nord-Ouest du Negro. Ces résultats peuvent s'expliquer dans notre cas par une faible extension de la plaine d'inondation ainsi qu'une faible détection de celle-ci par SWAF-HR. Par construction dans le modèle, les volumes simulés peuvent être plus faible. Dans les autres cas, les résultats sont en moyenne identiques à 86%. Ces différences peuvent s'expliquer d'une part par la résolution de l'outil utilisé dans l'étude qui reste relativement grossier. D'autre part, SWAF-HR tend à sous estimer les surfaces en eau et n'est pas disponible sur toutes les zones. Enfin, Des études antérieures sur la répartition des contributions au stockage de l'eau sur le bassin versant (Kim et al., 2009; Han et al.,

2010) ont suggéré que les eaux de surface représentent 61% à 73% de l'anomalie de stockage de l'eau terrestre dans le bassin de l'Amazone. Dans notre cas, ce chiffre s'élève à 63%.

Par ailleurs, lors de la forte crue du Madeira en 2014, Ovando et al. (2018) trouvent au niveau de la grande plaine bolivienne du Mamoré, des stocks en eaux libres dans les plaines variant de 10 à 94 km^3 d'eau inondée, lors du pic du crue. Dans notre cas, en 2014, la crue du Mamoré provoque une inondation de l'ordre de 6,5 à 85,6 km^3 d'eau stockée dans la plaine d'inondation.

Dans Fleischmann et al. (2020) trouvent qu'une partie du Negro, le volume inondé varie de 8,6 (6,1) km^3 à 43 (29) km^3 pour les zones humides interfluviales et de 12 (11) km^3 à 45 (46) km^3 for la plaine d'inondation du cours principal, en fonction de la méthode employée. Soit une variation de 20,6 (17,1) km^3 à 88 (75) km^3 sur l'ensemble de la zone. Bien qu'il ne soit pas possible dans notre cas de distinguer ces différentes typologies de plaine, nous trouvons sur la même zone que les volumes inondés varient en moyenne de 13,6 à 91,6 km^3. Nos résultats présentent une plus grande amplitude. En effet, le fait d'utiliser un modèle 1-D et les formalismes de SWAT-FP ne permettent pas de représenter correctement le réseau de drainage des zones humides interfluviales, ce qui peut conduire à une surestimation des volumes. Ces dernières se comportent alors comme des plaines d'inondation où la connectivité latérale n'est pas représentée (Hunter et al., 2007).

Enfin, les autres études qui s'intéressent aux volumes d'eau dans les plaines d'inondation de l'Amazone approchent cette problématique en terme de variation des stocks en eaux libres. La plus grande majorité emploient alors des données issues de la télédétection. Par exemple, Frappart et al. (2005) et Frappart et al. (2008) montrent que pour l'ensemble du bassin du Negro, les plaines alluviales sont marquées par une variation saisonnière de stockage allant de 170 à 331 km^3. Dans notre cas, cette dernière varie de 309 à 615 km^3.

Sous bassin	Tourian et al. (2018) (km^3)	SWAT-FP (km^3)	Similarité
508	15 ± 1	16	100%
507	272 ± 7	217	80%
506	36 ± 1	10,5	30%
503	83 ± 4	154	54%
505	127 ± 7	146	87%
504	28 ± 1	32	87%
501	297 ± 3	266	89%
502	360 ± 10	312	86%
500	654 ± 12	494	75%
Bassin	1766 ± 47	1800	98%



FIGURE 3.18 – Comparaison entre les volumes inondés simulés par SWAT-FP et Tourian et al. (2018). Le tableau donne le détail des comparaisons au niveau des zones de l'étude, ainsi que les taux de similarité. La carte permet de spatialiser les zones en question. D'après Tourian et al. (2018).

Dans une autre étude, Frappart et al. (2012) montrent que sur la base d'une période allant de 2003 à 2007, la sécheresse importante ayant eu lieu provoqua une réduction des masses d'eau stockées sur l'ensemble du bassin. Ainsi, le bassin versant de l'Amazone connaît en 2005 une réduction de près de -129,4 km^3 d'eau, avec des effets locaux variables. Par exemple, sur la branche principale du fleuve cette réduction est de -36,7 km ^{3} et est de -11,5 km^3 sur le bassin du Madeira, alors qu'elle n'est que de -3,6 km^3 sur le Tapajós. Parallèlement, Papa et al. (2013) a estimé que l'impact de cette sécheresse, comparé à une période allant de 1993 à 2007 aura induit sur tout le bassin une diminution des stocks de plaines de -210 km^3. Nous avons réalisé cet exercice en prenant les mêmes périodes de référence. Ainsi, nous trouvons qu'en 2005, la diminution des stocks d'eaux libres dans les plaines liée à la sécheresse est de -171,2 km^3 pour tout le bassin, -30,9 km^3 pour la branche de l'Amazone, -26 km^3 pour le Madeira et seulement -3,9 km^3 pour le Tapajós.

3.3 Effets des évènements climatiques extrêmes sur les inondations.

Dans le paragraphe précèdent, nous avons pu voir les effets globaux et locaux de la sécheresse intense de 2005 sur l'ensemble du bassin versant et de ses affluents. Sur la période 2000 - 2019, ce territoire a été soumis à de nombreux évènements climatiques extrêmes, principalement dûs aux conséquences de ENSO. S'il est important de s'intéresser dans un premier temps à leurs impacts sur le débit des cours d'eau à la fois à l'échelle de tout le bassin et des ses principaux affluents, c'est pour finalement en déduire la résultante des stocks en eaux libres dans les plaines d'inondation.

Le rapport Qmin/Qmax est un indicateur important de la variabilité du débit dans un cours d'eau ou un bassin versant. Si le rapport est faible, cela signifie que les débits minima et maxima sont relativement proches, ce qui peut indiquer une certaine stabilité dans les conditions hydrologiques du cours d'eau ou du bassin versant. Si le rapport est élevé, cela signifie que les débits minima et maxima sont très différents, ce qui peut indiquer des conditions hydrologiques plus variables et potentiellement plus difficiles à gérer. La Figure 3.19 présente sur l'ensemble du bassin versant le ratio journalier entre le débit minimum et maximum entre

les années 2000 et 2018. Ce dernier varie en moyenne entre 0,0140 et 0,0115 dont les maxima sont durant les mois de Décembre à Février et les minima entre Juillet et Août. En 2016, ce ratio s'avère anormalement élevé durant les premiers mois de l'année avec une valeur d'environ 0,016. Cette anomalie se poursuit une bonne partie de l'année, avec un retour à la normale vers le jour 280. On remarque également cette même tendance, bien que légèrement moins prononcée, pour les années 2003, 2007 et 2015. Pour l'année 2017, la tendance du ratio est assez particulière. En outre, celui-ci est dans la tranche supérieure lorsque les ratios sont élevés, et particulièrement vers la fin de l'année, et il est dans la tranche inférieure lorsque ceux-ci sont faibles. À l'inverse, les années 2000, 2005 et 2011 présentent des rapports Qmin/Qmax inférieurs à la normale tout au long de l'année. On peut également remarquer qu'en 2006, 2009 et 2010, ces années présentent des rapports anormalement inférieurs à la période où les ratios sont faibles.

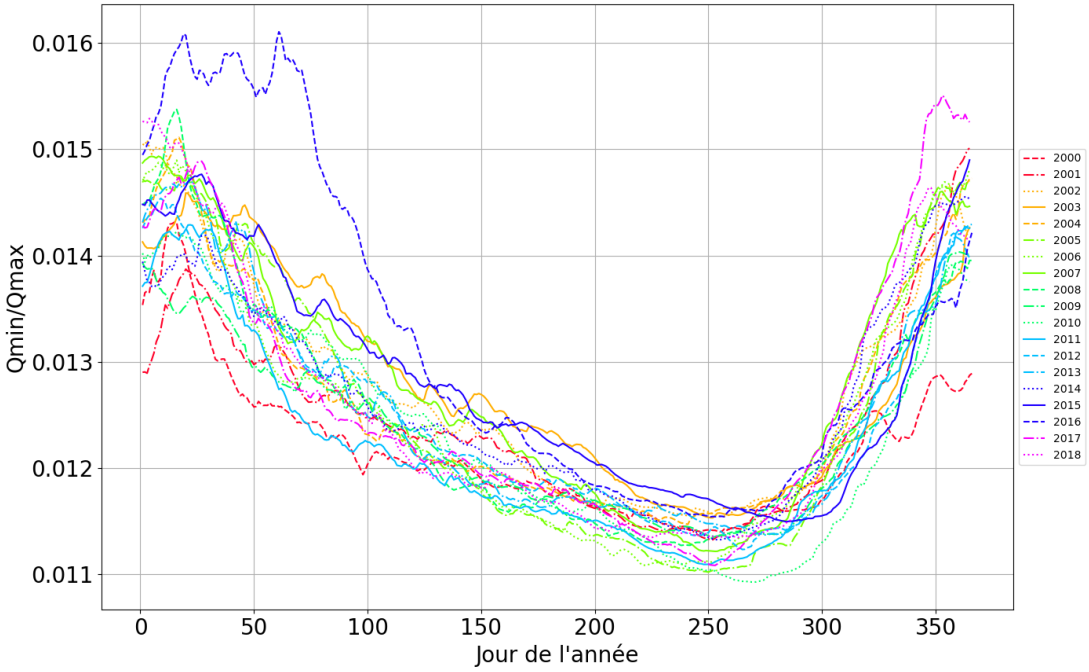


FIGURE 3.19 – Rapport journalier entre les débits minima et maxima sur l'ensemble du bassin versant entre les années 2000 et 2018.

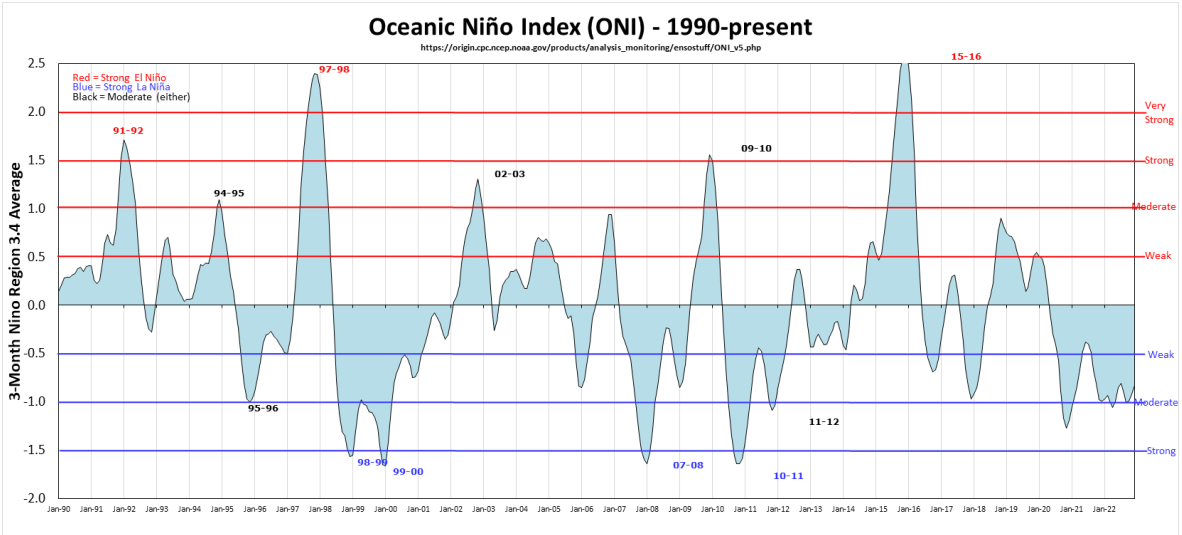


FIGURE 3.20 – Les évènements El Niño et La Niña de 1990 jusqu'à aujourd'hui. Les barres horizontales indiquent l'intensité du phénomène : faible - modéré - intense - très intense. D'après l'Oceanic Niño Index. `https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php`

Ces perturbations sont à mettre en relation avec les épisodes El Niño et La Niña ayant eu lieu sur le bassin. La Figure 3.20 expose depuis les années 1990 les épisodes ENSO ainsi que leur intensité : faible - modéré - intense - très intense. Ainsi, l'année 2000 est marquée par un épisode La Niña décroissant de intense vers modéré. 2003 connaît un événement El Niño variable, relativement modéré et passant quelques mois par une phase La Niña. Si l'année 2005 commence par un El Niño faible, elle se termine par une phase La Niña presque modérée. L'opposé se déroulera l'année suivante en 2006. L'année 2007 est marquée par un très fort évènement La Niña. Les années 2009 et 2010 sont caractérisées par des forts évènements ; El Niño pour la première, et La Niña pour la seconde qui se poursuivra même jusqu'en 2011. L'année 2015 marque un record en terme d'intensité pour El Niño, dont le pic est atteint en 2016 où une transition vers une faible La Niña aura lieu. Enfin, 2017 est marqué par une alternance entre de faibles épisodes.

L'analyse des rapports Qmin/Qmax est un bon indicateur qui permet d'identifier la plupart des anomalies. On peut noter cependant que ce dernier ne permet pas efficacement de distinguer les évènements El Niño et La Niña. En effet, bien que ces phénomènes puissent avoir des effets inverses sur les débits, par exemple en réduisant significativement le débit à l'étiage lors des périodes plus sèches, ou encore en provoquant des crues, la conséquence sur le ratio Qmin/Qmax peut être le même. Ainsi, si l'ENSO peut avoir des conséquences significatives à l'échelle de tout le bassin versant, il n'en demeure pas moins important de se pencher sur les effets locaux, à l'échelle des principaux affluents.

La Figure 3.21 présente les ratios journaliers entre le débits minima et maxima entre les années 2000 et 2018 pour les bassins Madeira, Negro, Purús, la branche principale de l'Amazone et les bassins andins Ucayali et Marañon. On peut déjà remarquer que l'anomalie particulièrement marquée sur tout le bassin lors de l'année 2016 est également présente à l'échelle des tributaires. Par ailleurs, les bassins du Madeira et ceux des Andes possèdent les ratios les plus faibles ; ce qui traduit une plus grande amplitude des débits.

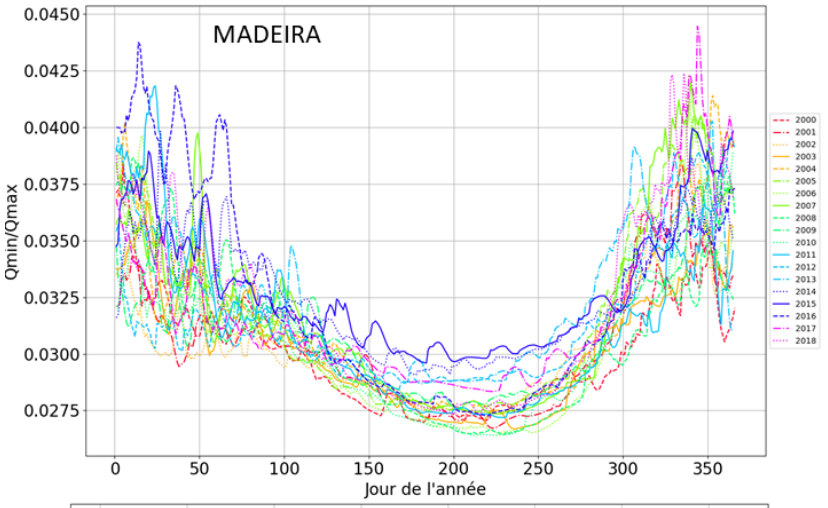
En ce qui concerne le détail des ratios pour chaque sous système, il est tout d'abord marquant de constater que les bassins du Marañon, de l'Ucayali et du Madeira présentent une très faible variabilité inter annuelle dans leurs rapports Qmin/Qmax, de l'ordre de 0,0350. On peut faire l'hypothèse que, du fait des fortes précipitations arrosant les versants andins,

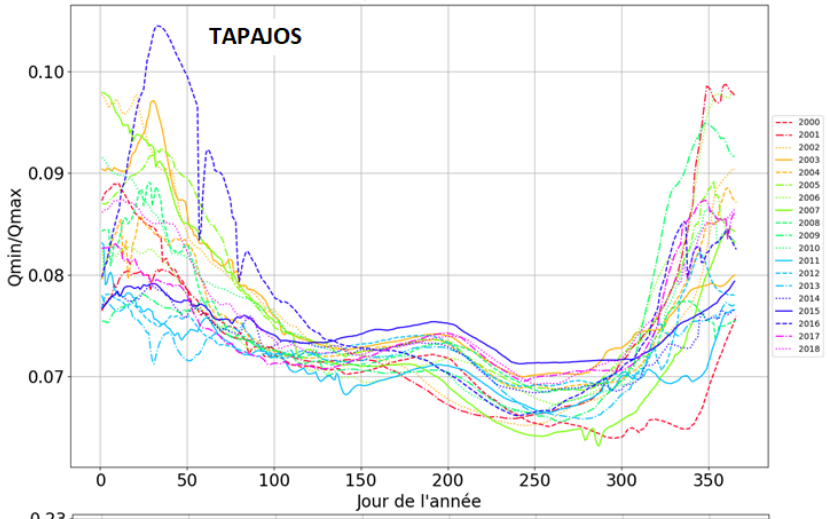
ces derniers sont très peu sensibles aux variations climatiques. On notera cependant que les années 2005, 2006 et 2007 (en vert) se situe dans la tranche inférieure pour les bassins Marañon et Ucayali.

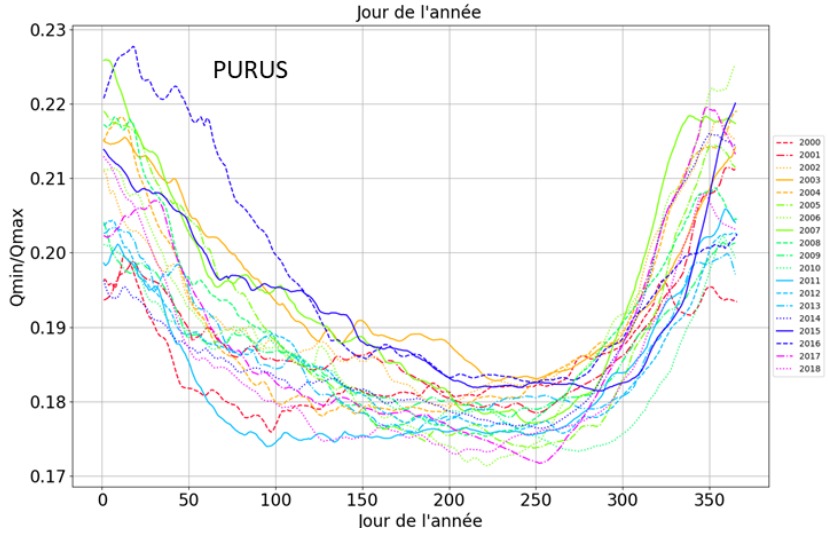
En ce qui concerne le bassin du Madeira, celui-ci présente globalement les mêmes caractéristiques que l'ensemble du bassin. On peut toutefois remarquer une plus grande dispersion des ratios entre les mois de Novembre et Février. Les évènements extrèmes notables qui se sont déroulés sur le bassin sont des crues importantes en 2003, 2007, 2008 et 2014 (Ovando et al., 2016) ainsi que la sécheresse de 2005 (Marengo et al., 2008). Ces évènements apparaissent clairement sur le graphique : 2003 en orange plein, 2005 en vert trait-point, 2007 en vert plein, 2008 en vert tiré, 2014 en bleu point. En plus de l'El Niño de 2016, la fin de l'année 2017 en rose trait-point se démarque également.

Il est intéressant de remarquer que les évènements climatiques semblent être plus impactants au niveau des bassins de plaine. En effet, en ce qui concerne le Tapajós, le Purús ou encore, la branche principale du fleuve, la dispersion inter annuelle des différentes courbes est plus marquée tout au long de l'année hydrologique, et plus particulièrement pendant les mois de Novembre à Février. Par ailleurs, on peut noter que pour ces bassins, l'année 2016 ressort beaucoup plus avec des valeurs supérieures de 0,03 à la normale. Mais, de manière générale, on retrouve dans les extrêmes les mêmes années qui viennent impacter les différents systèmes, avec des variations locales d'intensité, à la fois tout au long de l'année hydrologique, ou de manière inter annuelle. Par exemple, pour le Purús et la branche principale, les années 2000 et 2016 (rouge tirets et cyan plein) constituent les minima la première partie de l'année alors que 2011 et 2017 (vert pointillé et violet point tiret) le sont pour le reste de l'année. Alors que pour le Tapajós, ce sont les années 2011 et 2013 (cyan point tiret) qui sont les valeurs les plus faibles la première partie de l'année et 2000 et 2007 (vert plein) qui le sont en fin d'année. En définitive, la sensibilité de ces bassins de plaine aux conditions climatiques est élevée, ce qui se traduit par une réponse de l'hydrosystème marquée au niveau des débits minimum et maximum.

En ce qui concerne le système du Negro/Branco, l'allure des courbes Qmin/Qmax est particulière. En effet, la dispersion des courbes est particulièrement prononcée durant les premiers mois de l'année. On peut toutefois noter que les années impactantes pour l'ensemble du bassin et les autres systèmes y sont également marquées, avec l'année 2016 clairement distinguable des autres années. Cette variabilité s'estompe peu à peu après le jour 250 où la courbe se concentre vers un ratio de 0,044.


MADEIRA
Qmin/Qmax
Jour de l'année
0.0450
0.0425
0.0400
0.0375
0.0350
0.0325
0.0300
0.0275
0
50
100
150
200
250
300
350
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018


TAPAJOS
Qmin/Qmax
Jour de l'année
0.10
0.09
0.08
0.07
0
50
100
150
200
250
300
350
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018


PURUS
Qmin/Qmax
Jour de l'année
0.23
0.22
0.21
0.20
0.19
0.18
0.17
0
50
100
150
200
250
300
350
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018

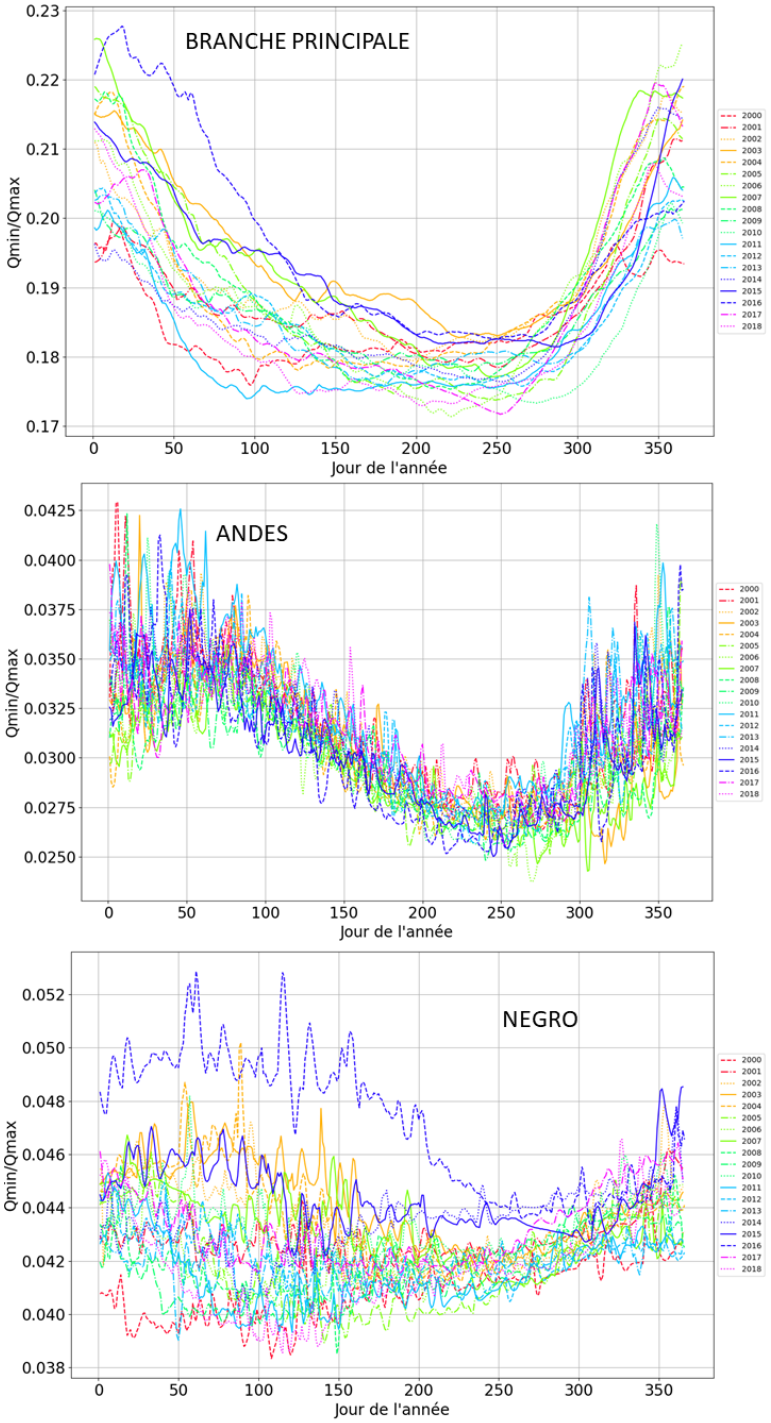
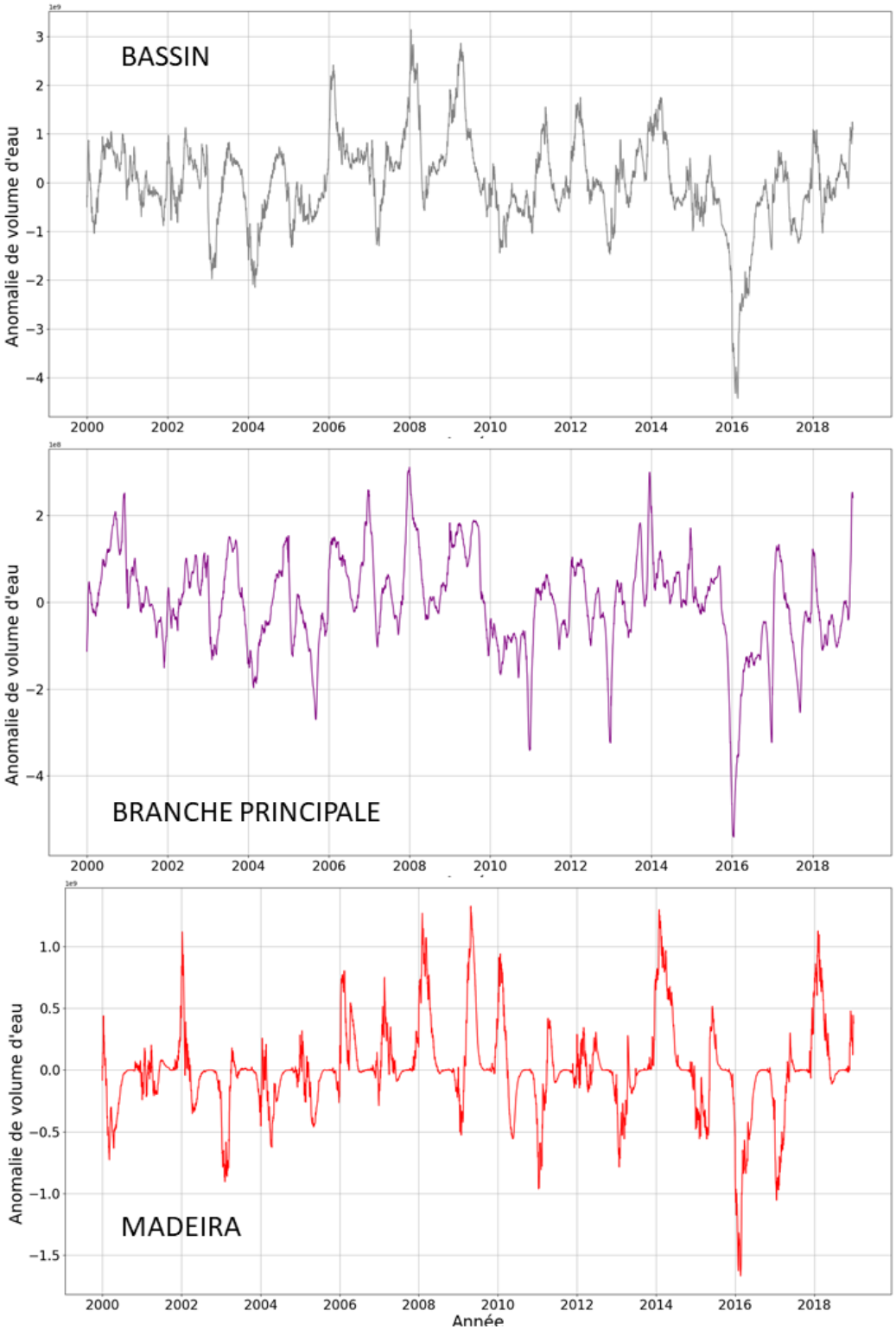


FIGURE 3.21 – Rapport journalier entre les débits minima et maxima entre les années 2000 et 2018 pour calculé à l'échelle des bassins Madeira, Negro, Purús, la branche principale de l'Amazone et les bassins andins Ucayali et Marañon.

Les évènements climatiques extrêmes El Niño et La Niña, ont des conséquences sur l'ensemble des composantes du cycle hydrologique du bassin versant. En plus des débits, les stocks en eau libre dans les plaines d'inondation sont également affectés. La Figure 3.22 présente les anomalies des stocks en eaux libres dans les plaines d'inondation de tout le bassin versant et de ses principaux affluents. Le premier fait marquant est le net effet sur toutes les courbes du El Niño ayant eu lieu fin 2015-début 2016. Ce dernier causera alors un déficit de -607 km^3 d'eau dans les plaines d'inondation de tout de bassin, avec un effet local de -157 km^3 pour le Madeira, -70 km^3 pour la branche principale, -181 km^3 pour le Negro, -57 km^3 pour le Purús, -13 km^3 pour le Tapajós et -16 km^3 pour les bassins Ucayali et Marañon. L'ensemble des informations pour les années identifiées dans le paragraphe précèdent est réuni dans la Table 3.4. Le code couleur fait référence à l'ENSO affectant l'année en question.

Ainsi, le bassin versant de l'Amazone connaît une amplitude de volume stocké dans les plaines de l'ordre de 946 km^3, ces 20 dernières années, ce qui équivaut à 53% du volume moyen annuel débordé. Pour les principaux affluents que sont le Madeira, le Negro et la branche principale du fleuve, cette valeur est de 239 km^3 (76%), 306 km^3 (63%) et 107 km^3 (38%). Pour ce qui est des autres systèmes, ces valeurs sont de 115 km^3 (77%) pour le Purús, 22 km^3 (70%) pour la Tapajós et 58 km^3 (64%). En définitive, ces chiffres indiquent d'une part une forte variabilité des volumes d'eau stockés sur l'ensemble des bassins, mais surtout, une grande sensibilité du bassin amazonien aux variations climatiques en ce qui concerne les inondations.

Par ailleurs, si on se penche plus en détail sur le tableau, on peut se rendre compte que les évènements climatiques n'affectent pas de la même façon tout le bassin. Par exemple, l'année 2011 est caractérisée par un fort épisode La Niña. Logiquement, on devrait s'attendre à des anomalies positives sur l'ensemble du bassin versant et ses tributaires. Ainsi, bien que globalement, l'anomalie sur tout le bassin soit positive, quelques affluents comme le Madeira ou le Purús présentent des anomalies négatives. Ces bassins ont alors subits une inondation inférieure à la normale, ce qui est contraire au effets attendues par La Niña. Cela est d'autant plus marquant au niveau des années de transition (en noir) qui alternent entre un épisode El Niño et La Niña.


BASSIN
Anomalie de volume d'eau
1e9
3
2
1
0
−1
−2
−3
−4
2000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
2016
2018
BRANCHE PRINCIPALE
Anomalie de volume d'eau
1e8
2
0
−2
−4
MADEIRA
Anomalie de volume d'eau
1e9
1.0
0.5
0.0
−0.5
−1.0
−1.5
Année

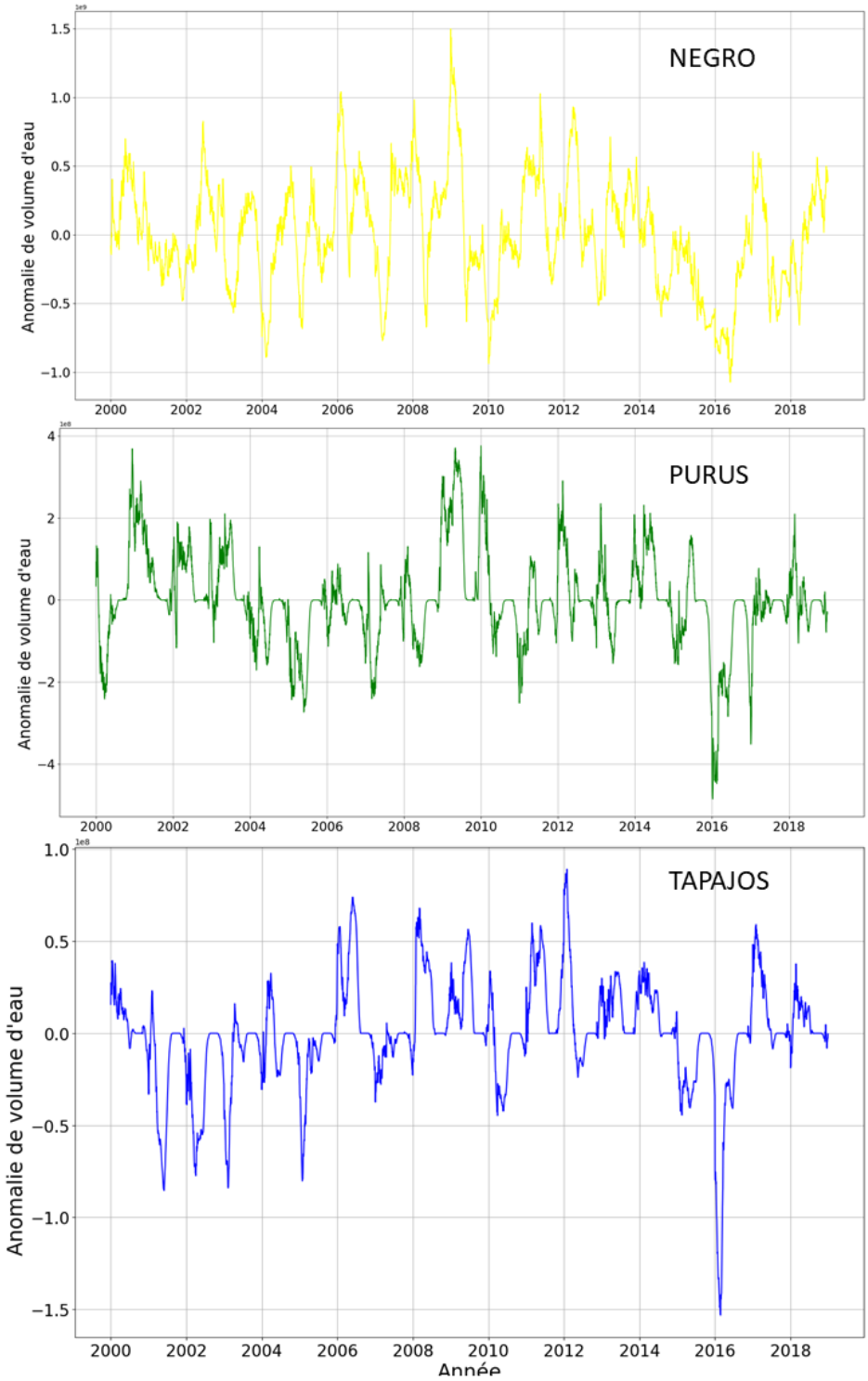


FIGURE 3.22 – Anomalies des stocks en eaux libres dans les plaines d'inondation entre 2000 et 2018 pour l'ensemble du bassin versant (noir), la branche principale de l'Amazone (violet), le Madeira (rouge), le Negro (jaune), le Purús (vert) et le Tapajós (bleu).

Années	Bassin	Madeira	Negro	B. Principale	Purus	Tapajos	Uc. Mar.
2000	108,5	-54,0	78,6	33,1	-2,6	2,5	3,2
2003	-93,8	-60,8	-38,6	4,5	17,1	-5,3	12,2
2005	-177,4	-34,6	-18,0	-28,0	-33,7	-5,1	-10,8
2006	303,7	59,0	125,6	33,0	-5,2	8,8	21,0
2007	99,2	35,7	23,7	15,1	-18,2	-2,3	30,9
2009	339,6	82,0	47,6	37,5	58,3	5,3	10,1
2010	-196,2	5,2	-60,1	-40,9	3,4	-3,6	-27,1
2011	29,2	-34,1	81,4	-7,4	-10,8	8,8	-18,9
2015	-210,7	-35,2	-137,1	-8,0	-10,4	-6,4	2,9
2016	-607,3	-157,6	-181,3	-70.8	-57,4	-13,7	16,2
2017	-108,1	-56,9	-37,4	-12,4	-8,1	5,1	2,6

TABLE 3.4 – Valeur en km^3 des anomalies à l'échelle annuelle, pour l'ensemble du bassin versant et ses sous systèmes. Le code couleur indique en rouge une année El Niño, en bleu une année La Niña et en noir une année de transition.

Enfin, on peut noter que l'effet des épisodes particulièrement intenses peut potentiellement se poursuivre les années suivantes. L'El Niño de 2016 est le plus important sur la période de simulation, et ceci se remarque en outre dans les valeurs spécialement faibles des anomalies. Pourtant, l'année 2017 est caractérisée majoritairement par un épisode de type la Niña. Toutefois, les anomalies sont encore négatives pour la plus grande majorité des systèmes et du bassin. De plus, ce phénomène s'observe également au niveau des valeurs absolues de stocks d'eau (Fig. 3.15).

De plus, en ce qui concerne le Madeira, les années 2008 et 2014 sont marquées par des inondations particulièrement importantes sur tout le bassin. En termes d'anomalie, cela se traduit par des pics positifs importants et des valeurs annuelles de 93,4 km^3 et 131,4 km^3. Dans l'ensemble, tous les systèmes présentent des anomalies qui fluctuent au gré des évènements climatiques. Toutefois, on pourra noter que pour le Tapajós, ces anomalies sont globalement négatives de 2000 à 2006 puis positives jusqu'en 2014. Pour le système Negro/Branco, les anomalies sont globalement très fluctuantes. Toutefois, à partir de 2015, les anomalies sont globalement négatives avec une réduction de l'intensité des anomalies positives. Cela pourrait traduire un assèchement des zones humides de ce bassin ces dernières années. Cette hypothèse est confirmée par Parrens et al. (2017) qui observent une diminution des pixels en eau au niveau de la plaine Nord du Branco à partir de 2015.

3.4 Mécanismes des inondations sur les bassins versants amazoniens.

Le schéma des inondations est un processus complexe mêlant des phénomènes endogènes et exogènes. De plus, l'étendue et la variabilité pédo-climatique du système amazonien conduisent à des processus de mise en eau du lit majeur qui varient aussi bien dans l'espace que dans le temps (Alsdorf et al., 2007). Par ailleurs, la variation de hauteur d'eau, et ainsi de volume, dans les plaines d'inondation est due à des sources différentes (Alsdorf, 2003). Ainsi, en plus de recevoir l'eau du cours d'eau principal, la plaine peut accueillir les apports de la *terra firme*, que l'on peut grossièrement associer aux versants, des précipitations et également l'eau de la nappe (Mertes et al., 1996). S'il est intéressant de décrire ces phénomènes à l'échelle de tout le bassin versant, cette tâche s'avère redondante et peu productive. Dans ces conditions, nous avons choisi de nous focaliser sur une zone emblématique et représentative du bassin qui est la section de cours d'eau à Obidós.

De nombreuses études sur l'inondation menées au niveau local ont montré la diversité des sources d'eau alimentant la plaine d'inondation et ses nombreux lacs. De plus, au cours de l'année hydrologique, le degré de connectivité entre les différentes entités et avec le rivière varie fortement, passant d'une zone complètement ennoyée au pic de crue, à une zone totalement déconnectée du réseau fluvial pendant la période sèche. En ce qui concerne le modèle SWAT-FP, ce dernier ne permet pas de prendre en compte les apports météoriques ainsi que ceux de la nappe. Pour remplir la plaine d'inondation, les formalismes imposent soit un remplissage par débordement, soit des apports d'eau provenant de la plaine en amont.

La Figure 3.23 présente les moyennes journalières inter annuelles des volumes d'eau stockés, débordés, et transitant depuis la plaine amont, au niveau de la plaine d'inondation associée au bief d'Obidós. Ce graphique permet de mettre en exergue, selon les formalismes du modèle, les principaux processus responsable de l'inondation. Tout d'abord, on peut reconnaître la forme monodomale si caractéristique de l'onde de crue amazonienne. En moyenne, l'inondation débute aux alentours de la fin Février et se poursuit jusqu'à la mi-Août. La mise en eau du lit majeur est initiée par les apports de la plaine amont. Ceux-ci équivalent à $6{,}07.10^6$ m^3 d'eau reçue par an depuis la plaine en amont. Très rapidement, ce mécanisme est

supplanté par les apports du cours d'eau qui deviennent la source principale d'eau dans la plaine. Au pic de crue, ces dernières atteignent en moyenne $4{,}48.10^6$ m^3 d'eau débordés par jour. En l'état, cette section de plaine stocke en moyenne $4{,}50.10^8$ m^3 ou encore 0,45 km^3 d'eau chaque année. Pour mettre ces chiffres en perspective, les apports d'eau amont constituent en moyenne 0,014% de toute l'eau de la plaine. Toutefois, bien que ces derniers représente une portion marginale, ils tiennent un rôle primordial dans les transferts longitudinaux de matières en suspension et d'éléments biogéochimiques. Pour résumer, en ce qui concerne cette plaine d'inondation, la mise en eau du lit majeur débute par les apports provenant de la plaine en amont. Très rapidement, la crue est entretenue par l'eau provenant du cours d'eau, qui constitue la source majeure de l'inondation.

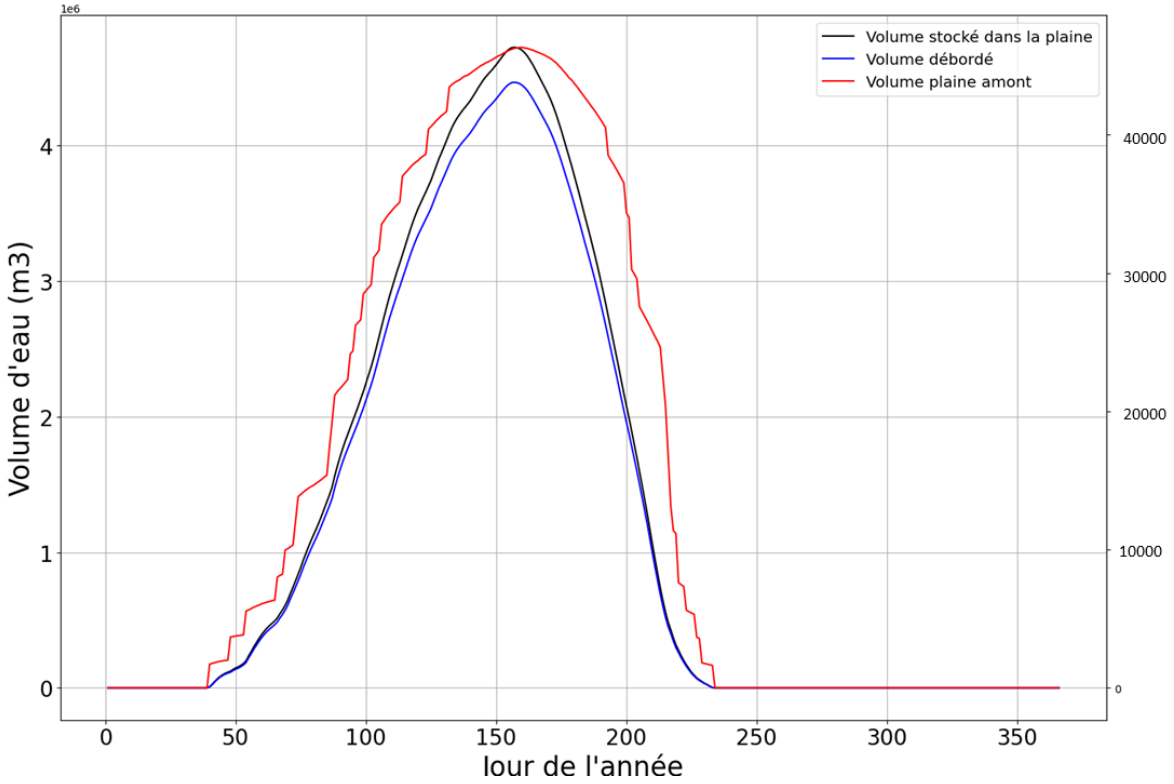


FIGURE 3.23 – Moyenne journalière inter annuelle des volumes d'eau (m^3) stockés (en noir), débordés (en bleu) et provenant de la plaine amont (en rouge) au niveau de la plaine d'inondation associée au bief d'Obidós.

Par ailleurs, nos résultats sont cohérents avec ceux de Rudorff et al. (2014) qui ont montré grâce à une modélisation par LISFLOOD-FP au niveau de la plaine de Lago Grande Curuai près d'Obidos que la source principale de l'inondation provient d'un échange par débordement entre le lit mineur et la plaine. De plus, on remarquera que le remplissage du lit mineur est initié par des échanges entre les chenaux de crue.

D'autre part, une façon supplémentaire d'analyser le fonctionnement de la plaine d'inondation est de s'intéresser à la relation entre le volume d'eau stocké dans la plaine et la hauteur d'eau dans le lit mineur. La Figure 3.24 est une représentation des moyennes journalières inter annuelles entre 2000 et 2018 de cette relation ; le code couleur renvoie au jour de l'année. La relation entre le volume d'eau dans la plaine d'inondation et la hauteur dans le lit mineur suit une hystérésis antihoraire. Ces résultats sont similaires avec ceux de Park and Latrubesse (2017) au niveau de la plaine de Miratuba à la confluence entre l'Amazone et le Madeira. À l'égard des formalismes simplifiés de SWAT-FP, il n'est pas question d'en déduire les fonctionnements beaucoup plus complexes de ces plaines d'inondation. Toujours est-il, ces auteurs ont mis en évidence que les processus de connexion se font essentiellement au niveau des chenaux de plaine avec des seuils de connectivité indépendants de la distance au lit mineur.

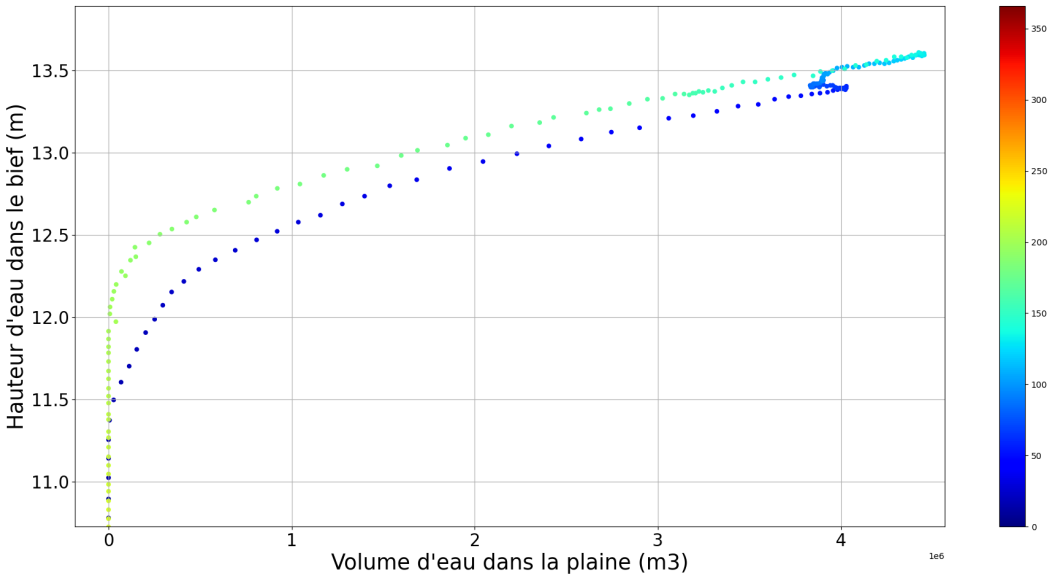


FIGURE 3.24 – Hystérésis antihoraire entre le volume d'eau moyen journalier stocké dans la plaine d'inondation (m^3) et la hauteur d'eau dans le lit mineur (m) au niveau de la plaine d'inondation associée au bief d'Obidós. Le code couleur renvoie au jour de l'année.

Dans un second temps, il demeure intéressant de se pencher sur la façon dont le modèle simule au sein du bief les différents paramètres hydrodynamiques. La Figure 3.25 expose la moyenne journalière des hauteurs d'eau simulée dans le bief à Obidós sur la période 2000-2018. La Figure 3.26 présente quant à elle la moyenne journalière de la vitesse simulée de l'écoulement dans le bief à Obidós, sur la même période. Rappelons que dans SWAT, ces deux métriques sont calculées, pour la hauteur d'eau, à partir de la géométrie du bief ; rectangulaire dans notre cas, et de l'équation de la GMS ensuite pour la vitesse. En ce qui concerne la hauteur d'eau, il est nécessaire de remarquer que, malgré le fait que l'estimation en absolu de la hauteur d'eau dans le bief soit légèrement surestimée, l'amplitude moyenne de la variation est respectée (Sobrinho et al., 2016). De plus, il est très important de noter que la mise en eau du lit majeur, une fois que la limite de la hauteur à plein bord est franchie, l'évolution de la hauteur est continue tout au long de l'inondation sans aucune discontinuité. En outre, la géométrie triangulaire de la plaine alluviale, ainsi que la façon dont l'eau est transférée vers le lit majeur permet une augmentation progressive de la section mouillée et du rayon hydraulique. Ainsi, bien que les hypothèses de modélisation soient fortes et contraignantes, elles permettent une meilleure représentation des phénomènes que dans la version par défaut de SWAT.

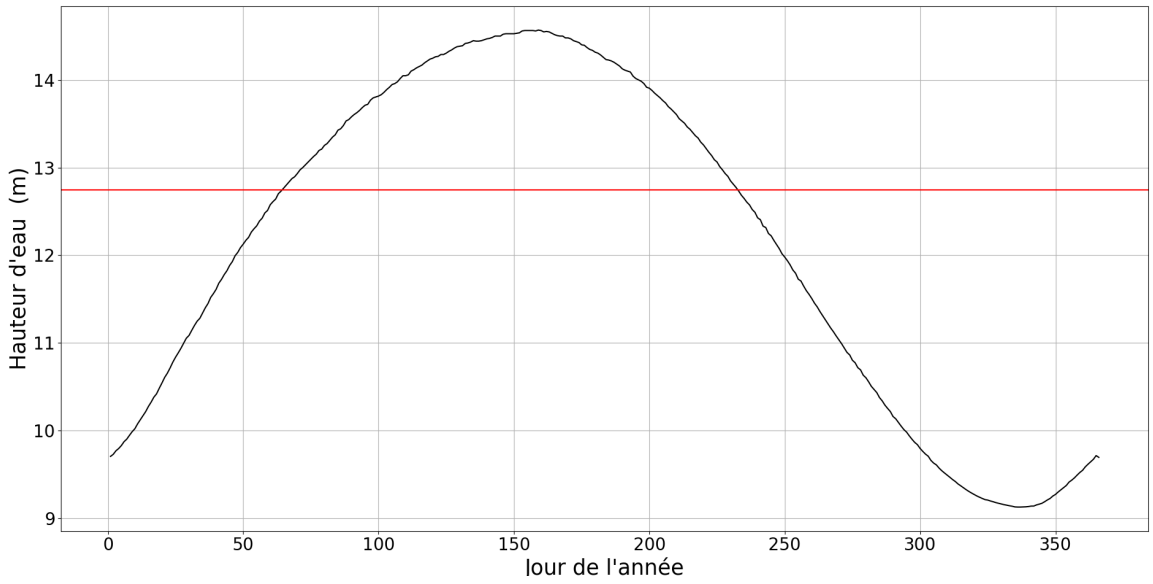


FIGURE 3.25 – Moyenne journalière inter annuelle des hauteurs d'eau dans le bief à Obidós. La ligne horizontale rouge indique la valeur de la hauteur à plein bord.

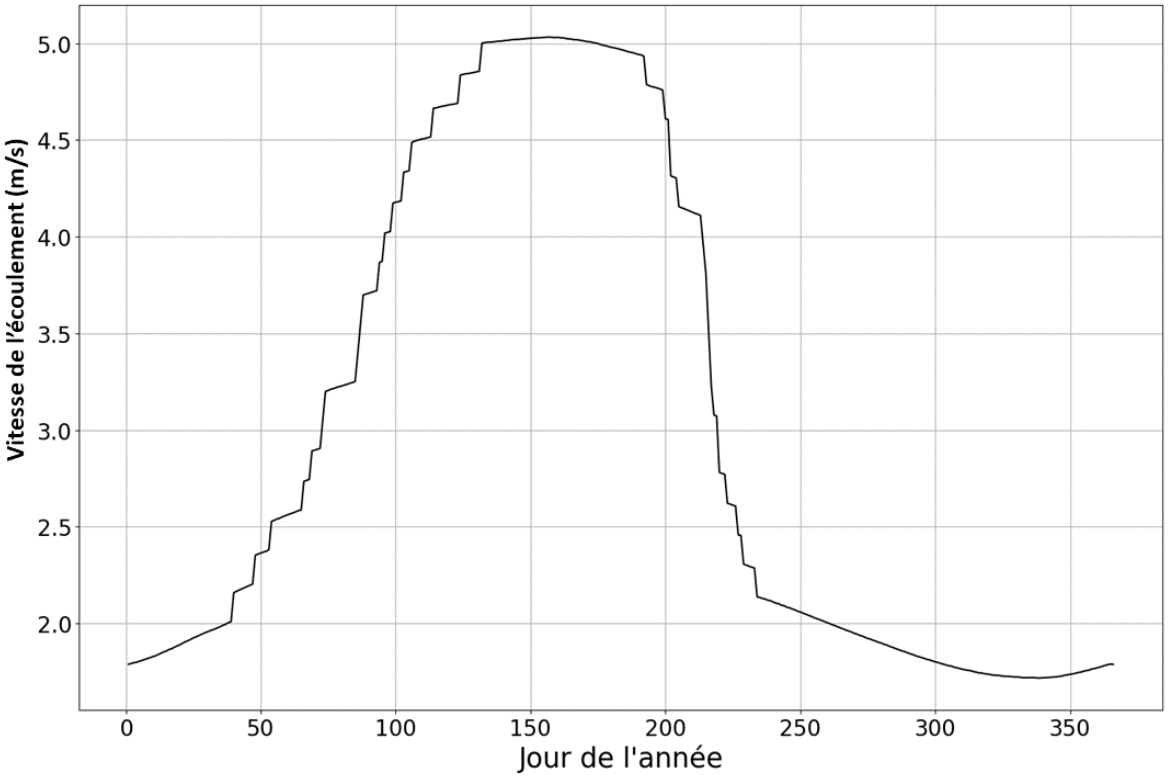


FIGURE 3.26 – Moyenne journalière inter annuelle de la vitesse d'écoulement de l'eau dans le bief à Obidós.

Pour ce qui est de la vitesse, les résultats sont également encourageants. En effet, l'estimation de la valeur de la vitesse de l'écoulement est fausse ; da Silva Cruz et al. (2020) trouvent dans leur étude une vitesse maximum à Obidós de 2,18 $m.s^{-1}$, ce qui équivaut à la vitesse à l'étiage dans notre cas. Cette erreur provient de la définition des paramètres morphologiques de la rivière dans SWAT. Tout d'abord, la géométrie du bief est approximative et parfois irréaliste. Ensuite, les paramètres comme la largeur du bief ou sa profondeur sont fondamentalement faux lorsque l'aire drainée devient importante. On rappellera que les valeurs par défaut sont une largeur à Obidós de 12 km et une profondeur d'environ 59 m. Bien que ces valeurs aient été corrigées, cela reste insuffisant afin d'approcher correctement la vitesse de l'écoulement. En parallèle, l'allure générale de la courbe est satisfaisante. De fait, l'inondation ne provoque pas de rupture de la vitesse et sa diminution. Toutefois, la continuité de la courbe n'est pas parfaite. Effectivement, les volumes échangés entre la rivière et la plaine sont d'une intensité telle, que ceci provoque des sauts de vitesse. Si dans le cas de la hauteur, cet effet est atténué c'est parce que la hauteur est considérée homogène sur l'ensemble du système bief-

plaine. Dans le cas des vitesses, bien qu'une moyenne pondérée soit faite entre la plaine et le bief, le poids de la plaine devient rapidement prépondérant à cause de son rayon hydraulique immense. Par ailleurs, on peut noter que la vitesse diminue plus vite lors de la décrue que lors de la mise en eau de la plaine. Ces éléments restent alors des pistes d'amélioration pour des prochaines versions de SWAT.

Enfin, la Figure 3.27 expose la moyenne journalière inter annuelle du nombre de Froude dans le bief à Obidós entre 2000 et 2018. Le nombre de Froude est un bon moyen de caractériser le régime de l'écoulement d'un cours d'eau. Typiquement, lorsque le nombre de Froude est inférieur à l'unité, il s'agit d'un régime fluvial ; torrentiel dans le cas inverse. À Obidós, le nombre de Froude varie entre 0,18 en basses eaux et 0,43 au pic de crue. Ce résultat est à prendre avec un certain recul du fait des erreurs liées à l'estimation des vitesses. Ainsi, ces résultats viennent raffiner les hypothèses de modélisation faites (cf : Fig. 2.6) sur les rivières amazoniennes avec une transition vers l'onde diffusante lors de la crue. Dans notre cas, le bief d'Obidós est en régime fluviale tout au long de l'année et c'est l'onde cinématique qui est responsable du routage des débits. Cette idée est renforcée par l'étude de Getirana and Paiva (2013) qui ont montré que la plupart du bassin amazonien était caractérisée par des régimes sub-critiques avec des nombres de Froude faibles (26,8% avec Fr $<$ 0,1 et 92,7% avec Fr $<$ 0,5) et ceci particulièrement au niveau de l'Amazone centrale, le long du Solimões et de l'Amazone.

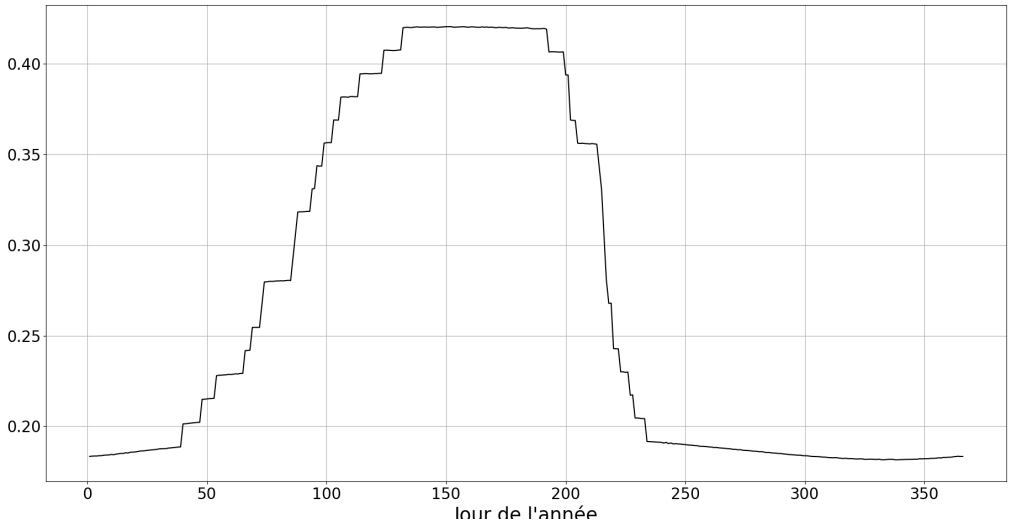
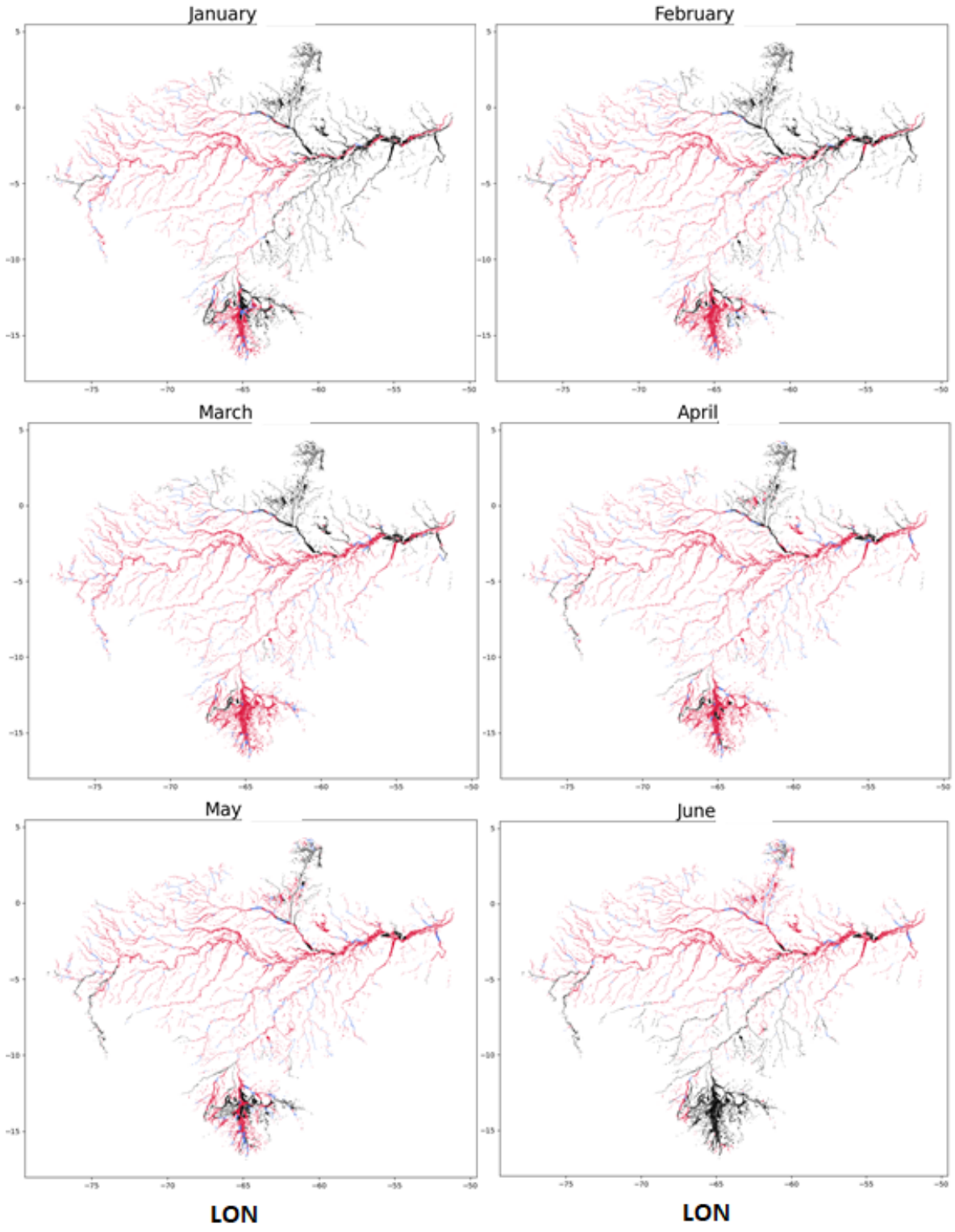


FIGURE 3.27 – Moyenne journalière inter annuelle du nombre de Froude dans le bief à Obidós.

Enfin, la Figure 3.28 expose une représentation spatiale des moyennes mensuelles inter annuelles sur l'ensemble des plaines d'inondation du bassin du ratio entre le volume débordé stocké dans la plaine et le volume issu de la plaine en amont. Le code couleur indique : en noir, la plaine est vide, en rouge le volume débordé est majoritaire, en bleu le volume amont entrant est majoritaire. Tout d'abord, on remarque que le mécanisme principal à l'origine des inondations sur le bassin amazonien et le transfert d'eau depuis le lit mineur par débordement. En effet, 94% des bassins sont soumis à ce phénomène. En parallèle, on voit particulièrement bien la propagation de l'onde de crue sur la branche principale de l'Amazone ainsi que l'alternance entre crue de l'hémisphère Nord et Sud.

Quelques bassins sont quant à eux caractérisés par une inondation dominée par les apports amonts. Dans la réalité, il s'agit de plaines d'inondation où les typologies majeures sont des chenaux parallèles au lit mineur, ou encore des systèmes de by-pass. Au contraire, cette représentation mensuelle ne permet pas de se rendre compte véritablement de la mise en place de l'onde de crue. Ainsi, l'inondation débute au niveau des têtes de bassin uniquement par du débordement. L'onde de crue se propage ensuite vers les bassins en aval. Dans un premier temps, les plaines alluviales de ces derniers se remplissent grâce aux apports provenant des plaines des bassins en amont, avant que le débordement prenne le dessus et devienne majoritaire. Toutefois, ce processus est grandement variable. En outre, il dépend de plusieurs facteurs. Majoritairement, si la longueur du bief est inférieure à la vitesse de l'onde de crue (modulo le pas de temps de calcul), l'onde se propagera au bief suivant par la rivière avant celle de la plaine. De plus, l'intensité de l'inondation tient un rôle important dans le transfert longitudinal entre deux plaines consécutives.

Toujours est-il, il est nécessaire de mettre en exergue le fait que, de part la nature même du modèle SWAT ainsi que les formalismes implémentés, il n'est pas surprenant que le débordement soit le processus majoritaire. En soit, SWAT-FP n'offre qu'une représentation très simpliste de la plaine d'inondation et de la confection avec le lit mineur. Les structures de levées présentes sur le cours d'eau principal Amazone, ou encore la connectivité entre différentes topologies ne sont pas prises en compte. Cela relève de la modélisation 2D. Néanmoins, SWAT-FP reste un outil satisfaisant afin de représenter la dynamique spatiale et temporelle à différentes échelles de l'inondation, afin de simuler le transport sédimentaire.


January
February
March
April
May
June
LON
LON

.

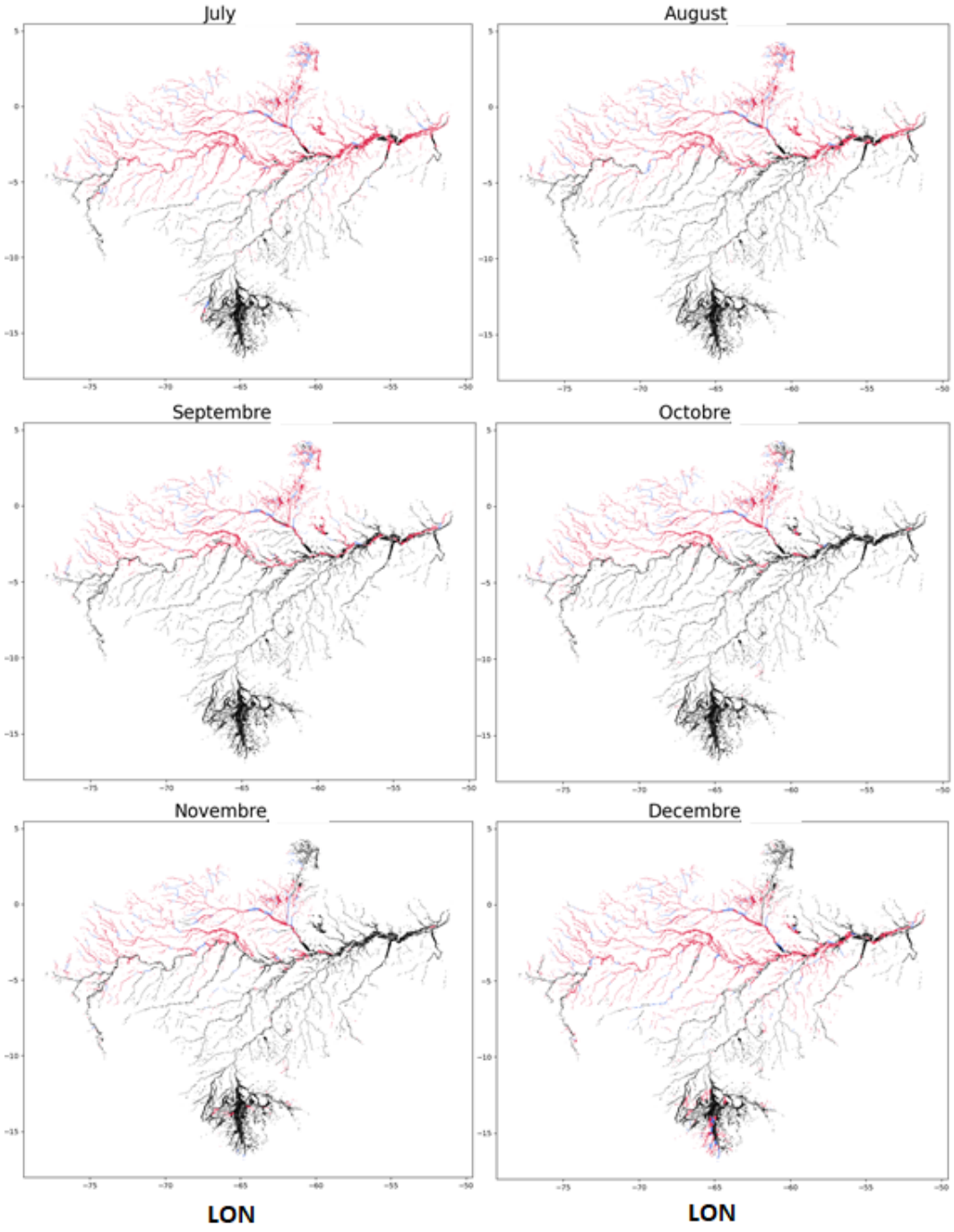


FIGURE 3.28 – Représentation spatiale des moyennes mensuelles inter annuelles du ratio entre le volume débordé et le volume amont entrant pour chaque plaine d'inondation. Le code couleur indique : en noir, la plaine est vide, en rouge le volume débordé est majoritaire, en bleu le volume amont entrant est majoritaire.

Le premier chapitre du manuscrit introduit l'effet du climat et des précipitation sur l'intensification du cycle hydrologique du système amazonien. L'objectif de ce paragraphe est de déterminer et de caractériser comment se traduit cette intensification du cycle hydrologique sur les inondations de l'hydrosystème ; au tout du moins, au niveau de quatre points clefs du bassin : l'Amazone à Óbidos, le Solimões à Manacapuru, le Madeira à Fazenda Vista Alegre et le Negro en amont de Manaus. Pour cela, la Figure 3.29 présente pour chaque point la durée en jour de l'inondation entre 2000 et 2018 ainsi que le jour où le débordement a débuté. Nos hypothèses principales sont que l'intensification du cycle hydrologique entraîne un allongement de la durée de l'inondation et que cette dernière arrive de plus en plus tôt. Pour tester ces dernières, nous avons mis en place pour chaque station et chaque métrique un test test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975). Celui-ci ne nécessite pas d'hypothèse sur la répartition des données. Dans ce test, si la p-valeur est inférieure à un seuil de 0,05, on peut rejeter l'hypothèse nulle de non-tendance et conclure qu'il y a une tendance significative dans la série temporelle. Dans tous les cas, que ce soit pour la durée de la crue ou pour le début de l'inondation (et pour les quatre points), les tests n'ont pas retourné des valeurs significatives ; ce qui ne permet pas de conclure sur l'existence de tendance ; sauf pour le Solimões à Manacapuru. Pour cette station, les valeurs des deux p-valeur sont à la limite du seuil de significativité : 0,087 pour la durée de l'inondation et 0,079 pour la date de début. Dans ce cas là, il semblerait alors que l'inondation dure de plus en plus longtemps et débute de plus en plus tôt. Ces conclusions sont cohérentes avec les conséquences d'une intensification du cycles hydrologiques sur le bassin versant. En ce qui concerne l'Amazone à Óbidos l'inondation dure en moyenne 128 jours et commence environ aux alentours du 27 Mars. Pour le Solimões à Manacapuru, l'inondation dure environ 158 jour et début vers le 22 Janvier. Pour le Madeira à Fazenda, l'inondation dure 144 jours et démarre le 14 Janvier. Enfin, pour le Negro vers Manaus, l'inondation dure en moyenne 86 jours et commence le 28 Mai.

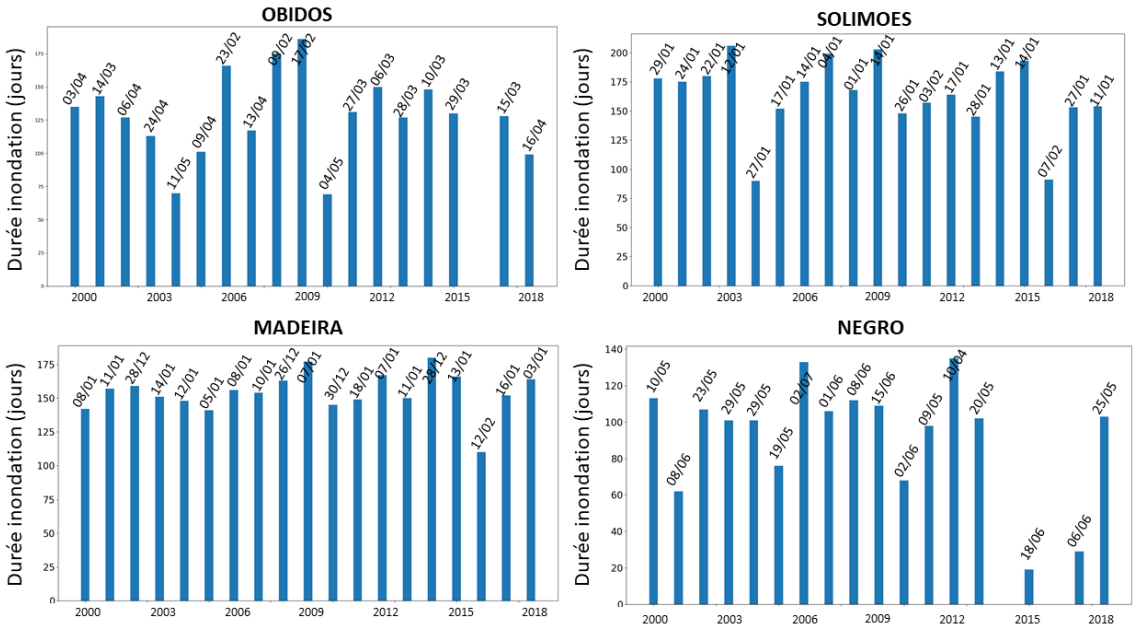


FIGURE 3.29 – Durée de l'inondation (en jours) et date du début du débordement pour l'Amazone au niveau d'Óbidos, du Solimões à Manacapuru, du Madeira à Fazenda Vista Alegre et du Negro en amont de Manaus entre 2000 et 2018.

Chapitre 4

La charge sédimentaire dans le bassin amazonien et dans ses plaines d'inondation.

Pour le Graal, j'ai bâti une forteresse, moi. Kaamelott, ça s'appelle. J'ai été chercher des chevaliers dans tout le royaume. En Calédonie, en Carmélide, à Gaunes, à Vannes, aux Pays de Galles... J'ai fait construire une grande table, pour que les chevaliers s'assoient ensemble. Je l'ai voulue ronde, pour qu'aucun d'entre eux ne se retrouve assis dans un angle, ou en bout de table. C'était compliqué, alors j'ai essayé d'expliquer ce qu'était le Graal, pour que tout le monde comprenne. C'était difficile, alors j'ai essayé de rigoler pour que personne ne s'ennuie. J'ai raté, mais je veux pas qu'on dise que j'ai rien foutu, parce que c'est pas vrai.

Alexandre Astier

Kaamelott, Livre V, Le retour du Roi

Sommaire

4.1 Les transports de sédiments : cas de l'Amazone 261

4.2 Implémentation du module sédimentaire dans SWAT-FP. 268

4.3 Suivi des MES fines par télédétection. 286

4.4 Modélisation des matières en suspension fines. 290

4.5 Les flux de matières en suspension fines à l'échelle du bassin versant. 313

AVANT PROPOS

La qualité du module de débordement dans la plaine d'inondation ayant été traitée dans le chapitre précédent, il est nécessaire d'intégrer maintenant dans la modélisation l'aspect sédimentaire au niveau des matières en suspension (MES) fines.

Après une brève introduction sur les processus liés aux transports sédimentaires, nous visiterons rapidement l'état actuel des flux de matières au niveau du bassin versant de l'Amazone, ainsi qu'un état de l'art de la modélisation sédimentaire. Nous présenterons ensuite le développement des nouveaux modules sédimentaires prenant place dans le cours d'eau et dans le plaine d'inondation. Après coup, nous détaillerons la méthodologie appliquée afin de déterminer, à partir d'images satellite, la concentration en matières en suspension, ainsi que l'intégration de ces dernières dans la modélisation.

À la suite de l'exposition des résultats des simulations, l'ensemble des développements méthodologiques nous permettent alors de mettre en avant une réactualisation des flux de matières en suspension fines à l'échelle de l'hydrosystème amazonien et de ses principaux affluents.

4.1 Les transports de sédiments : cas de l'Amazone

4.1.1 Généralités sur les transports sédimentaires.

L'érosion est le phénomène principal qui fournit aux rivières les matières à transporter. Il s'agit d'un processus qui consiste en l'usure et l'enlèvement des sols et des roches de la surface terrestre sous l'effet des forces telles que l'eau, le vent ou encore, la glace. L'eau est le principal agent de l'érosion. La vitesse de l'eau peut être augmentée par des facteurs tels que la pente du terrain, les précipitations abondantes, les crues soudaines ou la fonte des neiges. En parallèle, l'érosion fluviale est un autre processus majeur d'érosion. Les cours d'eau transportent des particules de sol et de roche, et l'usure de ces particules contre le lit de la rivière peut former des formes géologiques telles que des canyons, des gorges et des vallées encaissées. Le transport des particules dans les rivières est également influencé par des facteurs tels que la largeur de la rivière, la profondeur de l'eau, le débit et la nature des sols et des roches environnantes. C'est toutefois l'érosion des versants qui constitue la source majeure de matière qui arrache et emporte des matériaux solides tels que des blocs de rochers, des galets et des particules fines. La gravité joue également un rôle important dans l'érosion des versants. Les mouvements de terrain tels que les glissements de terrain, les éboulements et les chutes de rochers sont souvent causés par l'instabilité des pentes. Dans ce dernier cas, la capacité de transport de la rivière ne permet pas de transporter les éléments dans un laps de temps court. En effet, là où les particules les plus fines sont mobilisées en premier, les autres sont soumises à des processus d'érosion et de transports bien plus complexes et bien plus longs.

Le transport des sédiments par les rivières est un phénomène important qui influence la morphologie et la dynamique des rivières ainsi que les écosystèmes qui y sont associés. Les rivières transportent des sédiments sous forme de particules solides, qui peuvent être des particules fines (argile et limon) ou des particules plus grossières (sable et gravier). Ceux-ci dépendent de nombreux facteurs, notamment la quantité et la taille des particules de sédiments, la vitesse et la direction du courant, la morphologie de la rivière, la présence d'embâcles, la végétation riveraine, la saisonnalité des pluies et le climat. On distingue généralement trois grands types de transport sédimentaire (Fig. 4.1) : (1) le transport par suspension : les particules fines (argile et limon) sont transportées par le courant et maintenues en suspension

dans l'eau. (2) le transport par charriage : les particules plus grossières (sable et gravier) sont transportées par le courant en roulant ou en sautant sur le fond de la rivière. (3) le transport par saltation : les particules plus grosses sont soulevées et transportées par le courant en rebondissant sur le fond de la rivière.

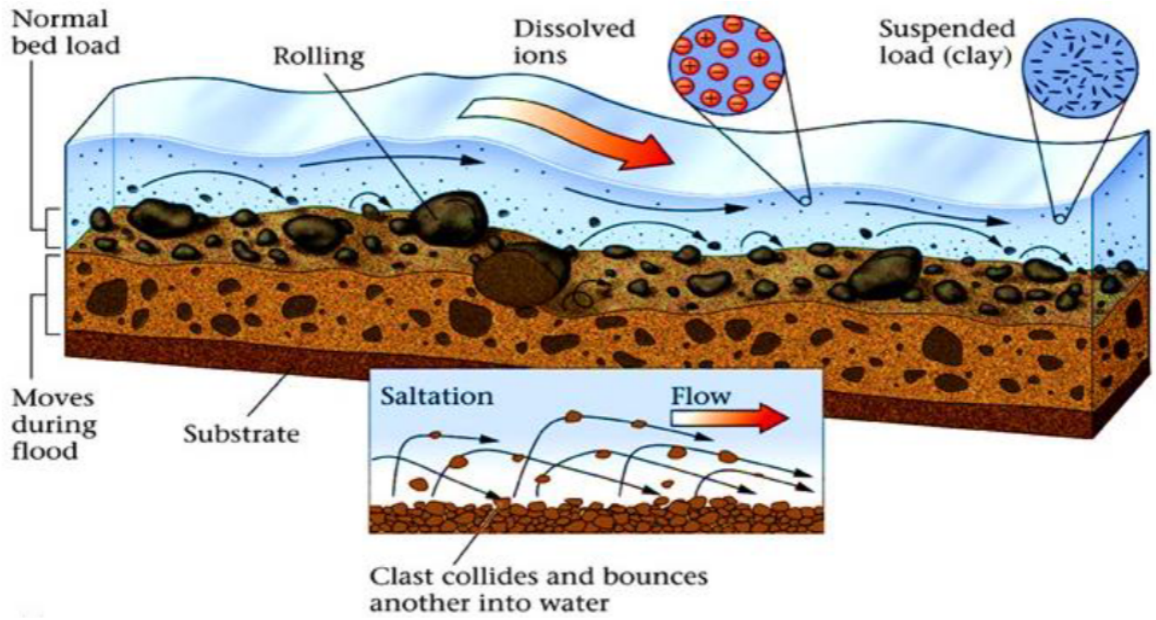


FIGURE 4.1 – Transport des sédiments en fonction des conditions hydrologique, hydraulique et géomorphologique du milieu. D'après Marshak (2005)

Le transport de sédiments peut avoir des effets importants sur la morphologie des rivières, en modifiant la forme du lit de la rivière, en créant des bancs de sable et des îles, et en influençant la formation de méandres. Le transport de sédiments peut également avoir des impacts sur les écosystèmes riverains, en affectant les habitats de la faune et de la flore et en influençant la qualité de l'eau. Le transport de sédiments par les rivières est un processus complexe qui dépend de nombreux facteurs. La quantité et la taille des particules de sédiments jouent un rôle important dans le transport, car les particules plus grosses nécessitent plus d'énergie pour être transportées que les particules plus fines. La vitesse et la direction du courant sont également des facteurs importants, car les particules de sédiments peuvent être transportées plus facilement dans un courant plus rapide et dans une direction spécifique.

Le transport des sédiments par les rivières peut avoir des impacts importants sur les écosystèmes associés. Les particules de sédiments peuvent affecter la qualité de l'eau en augmentant la turbidité et en transportant des polluants. La compréhension du transport des sédiments par les rivières est importante pour gérer efficacement les ressources en eau et les écosystèmes associés, en particulier dans le contexte du changement climatique et des pressions anthropiques croissantes. Les pratiques de gestion des ressources en eau, telles que la construction de barrages et de digues, peuvent avoir des effets importants sur le transport des sédiments et doivent être conçues de manière à minimiser les impacts sur les écosystèmes et les communautés riveraines.

Par ailleurs, l'illustration du convoyeur détraqué de Kondolf (Kondolf, 1994) que nous avons exposé dans l'introduction, marque l'aspect discontinu des transports sédimentaires à l'échelle de la rivière et du bassin versant. Dans notre cas plus particulièrement, les crues débordantes peuvent alors déposer des alluvions dans la plaine d'inondation, dont la provenance est plus ou moins éloignée. La mobilisation ultérieure de ces sédiments est tributaire d'une remise en suspension du matériel au gré des crues suivantes et marque alors toute la complexité et la diversité des temps de piégeage dans le lit majeur. Ces phénomènes sont directement liés à la capacité de transport de la rivière. Cette dernière correspond à la quantité de sédiments solides qu'elle peut transporter à un moment donné, sous l'effet de la force de l'eau. Cette capacité est influencée par plusieurs facteurs, tels que la vitesse du courant, la taille et la forme des particules, la densité et la viscosité de l'eau, ainsi que les caractéristiques géologiques et morphologiques de la rivière. Plus la vitesse du courant est élevée, plus la capacité de transport de la rivière est grande. En effet, la force de l'eau est plus importante et peut soulever des particules plus grosses et plus lourdes. De plus, la turbulence créée par le courant permet de maintenir les particules en suspension ou en dérive. La taille et la forme des particules ont également un impact sur la capacité de transport de la rivière. Les particules les plus fines sont plus facilement transportées en suspension, tandis que les plus grosses sont transportées en charge de fond ou en dérive.

4.1.2 Les flux de sédiments à l'échelle de l'Amazone

Les premières estimations des bilans sédimentaires de l'Amazone apparaissent tardivement. En effet, le fleuve constituait un véritable défi en termes de techniques de jaugeage, de par son envergure hors du commun ainsi que la difficulté d'accès aux sites de mesure. Ainsi il faudra attendre Gibbs (1967) qui donnera une première estimation du flux de matière au droit de la station d'Óbidos de l'ordre de 500 Mt [1]/an. Toutefois, les techniques de mesure utilisées, couplées aux difficultés liées au site d'étude ont induit des erreurs importantes sous-estimant alors le flux réel de l'Amazone.

Actuellement, les mesures hydro-sédimentaires sur l'ensemble du bassin sont réalisés par le Système d'Observation HyBAM de l'IRD. Le réseau de mesure est constitué de neuf stations sur le territoire brésilien et ce dernier s'étend également aux pays amazoniens comme le Pérou, la Bolivie ou encore l'Équateur. Le réseau d'observation ne se limite pas seulement au bassin de l'Amazone ; on trouve également des site de mesure au Venezuela sur le fleuve Orénoque, en Guyane française au niveau des fleuve Oyapock et Maroni et également au Congo. Le programme propose alors un suivi régulier en détail des flux de sédiments, complété par des campagnes de terrain ponctuelles sur le fleuve. En outre, afin d'améliorer la qualité des mesures, les échantillonnages sont couplés avec des mesures Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP (Filizola and Guyot, 2004) qui augmentent significativement l'estimation des débits. Les échantillonnages réalisés au cours des campagnes HYBAM, suivent un protocole de prélèvement à différentes profondeurs, sur plusieurs verticales préalablement définies. Les verticales d'échantillonnage sont choisies par une analyse in situ de l'image fournie par l'ADCP concernant l'intensité du signal reflété par les particules en suspension dans la section. Pour séparer les sables des MES plus fines, l'échantillon total (environ 12 litres) a été filtré sur un tamis de 63 µm. Le filtrat a ensuite été filtré sur filtre à 0,45 µm. La filtration a été réalisée sur une rampe de type SARTORIUS (6 unités de 250 ml) connectée à une pompe à vide électrique. L'opération de filtration a été conduite in situ dans un laboratoire installé à bord de l'embarcation, durant la mission. Ces informations sont tirées de la méthode d'échantillonnage sur le site HyBAM.

1. Mt = 10^6 tonnes

En ce qui concerne l'hydrosystème amazonien, il est possible de mettre en place un modèle empirique simple, basé sur la relation historique entre les précipitations, le débit et les flux de sédiments dans le fleuve Amazone. Ainsi, Cohen et al. (2014) ont employé des relations empiriques pour alimenter un modèle numérique afin d'estimer le débit et le flux de sédiments du Madeira. Les auteurs ont obtenu des résultats robustes, mais ces derniers ont souligné que la variabilité temporelle des précipitations pouvait avoir un impact important sur le débit d'eau et la dynamique des sédiments. Toutefois, la validation du modèle s'est basée sur une base de données restreinte concernant le flux de sédiments. Pour utiliser des relations empiriques de manière efficace, il est nécessaire de disposer d'un ensemble de données important et approprié afin de détecter des tendances statistiques significatives ; ce qui est d'ailleurs un des objectifs majeur du projet SO HyBAM. En parallèle, la relation entre les précipitations annuelles et la concentration de sédiments en suspension dans la plaine amazonienne est mal connue. Différentes études se basant sur des bases de données variées ont proposé divers facteurs de contrôle pour le taux annuel d'érosion dans les Andes, tels que la variabilité climatique, la lithologie ou encore la pente (Aalto et al., 2006; Pepin et al., 2013). Cependant, d'autres études n'ont pas réussi à conclure sur les facteurs qui régulent le taux d'érosion dans les Andes (Latrubesse and Restrepo, 2014).

La concentration moyenne mensuelle à la sortie des bassins andins en Bolivie et au Pérou montre une relation linéaire directe avec le débit (Armijos et al., 2013). Cette relation montre une hystérésis anti-horaire dans la plaine amazonienne. Cela implique donc que les concentrations totales en sédiments sont plus élevées lors la montée en crue que lors de l'étiage (Richey et al., 1986; Bourgoin et al., 2007). Cette hystérésis est le résultat de variations temporelles dans les débits liquide et solide par rapport à la disponibilité due à l'épuisement des sédiments disponibles dans dans les versants et/ou dans le cours d'eau (Picouet et al., 2001).

La Figure 4.2 présente les flux sédimentaires contemporains au niveau de l'ensemble du bassin versant de l'Amazone et de ses principaux tributaires. Il est important de noter que les techniques d'échantillonnage n'ont cessé d'être améliorées pendant les dernières décennies, cependant que de nouvelles méthodes basées sur les observations spatiales voient le jour. Ainsi, les bilans sédimentaires sont présentés en accord avec les estimations les plus récentes ou les plus marquantes. Afin de mettre les différentes valeurs en perspective, il est intéressant de

regarder dans un premier temps les flux de matières délivrés à l'Océan, ou tout du moins, au niveau de la station d'Óbidos. Armijos et al. (2020) estiment la charge sédimentaire du fleuve au droit de cette station entre 1995 et 2014 à 1122 Mt/an, dont 667 Mt/an constitués par la fraction fine et 455 Mt/an de sable. Ces valeurs sont en accord avec les résultats de Martinez et al. (2009) qui estimait, au travers des images MODIS, un flux d'environ 811 Mt/an de MES au niveau de cette même station entre la période 1996 - 2007 avec une augmentation de 20% du flux de matière au cours de cette période. Ensuite, il apparaît clairement que les rivières andines constituent la principale source de sédiments pour le système amazonien. Pour ce qui est de l'Amazonie péruvienne, les exports par les Andes s'élèvent à 601 Mt/an (Armijos et al., 2013), dont la contribution de chaque tributaire entre 2004 et 2010 est quantifiée à 9 Mt/an pour le Tigre, 45 Mt/an pour le Napo et 173 Mt/an pour le Rio Marañon dont 40 Mt se retrouve piégés au niveau de la plaine d'inondation. Enfin, la dernière actualisation du flux sédimentaire pour l'Ucayali a été réalisée par Santini (2020) qui estimera que le bassin exporte entre 2001 et 2014, 475 Mt/an de sédiments où 48% de la fraction sédimentaire correspond à des sables. Fait notable que l'auteur a dégagé est que l'Ucayali constitue la deuxième source la plus importante de MES à l'Amazone, malgré le fait que ce dernier ne participe qu'à 6% du débit liquide. En ce qui concerne la partie bolivienne des Andes, les contributions cumulées des affluents du Madeira atteignent un export net de 640 Mt/an (Vauchel et al., 2017) sur la période 2002 - 2011, avec une forte sédimentation marquée au niveau du Rio Mamoré de l'ordre de 210 Mt/an. Par la suite, le flux du Madeira vers l'Amazone est estimé entre 430 Mt/an (2002 - 2011) (Vauchel et al., 2017) et 445 Mt/an (1995 - 2014) (Armijos et al., 2020).

Enfin, plusieurs études se concentreront sur la branche principale du Solimões - Amazone. Dans les plus récentes, Espinoza-Villar et al. (2018) ont estimé au droit de six stations le long du Solimões la charge sédimentaire du fleuve ; depuis Tamshiyacu après la confluence entre le Marañon et l'Ucayali et Manacapuru juste avant la confluence avec le Rio Negro. Le flux sédimentaire passe alors de 521 Mt/an à 825 Mt/an. Les auteurs attribueront cette augmentation à une remobilisation du matériel de la plaine d'inondation du fleuve, dont la superficie peut atteindre 100 000 km^2. En parallèle, Armijos et al. (2017) dresseront le profil sédimentaire ainsi que le composition verticale sur le même tronçon du fleuve. Ici, les auteurs ont appliqué la formule du nombre de Rouse (Rouse, 1937) aux profils ADCP de chaque section.

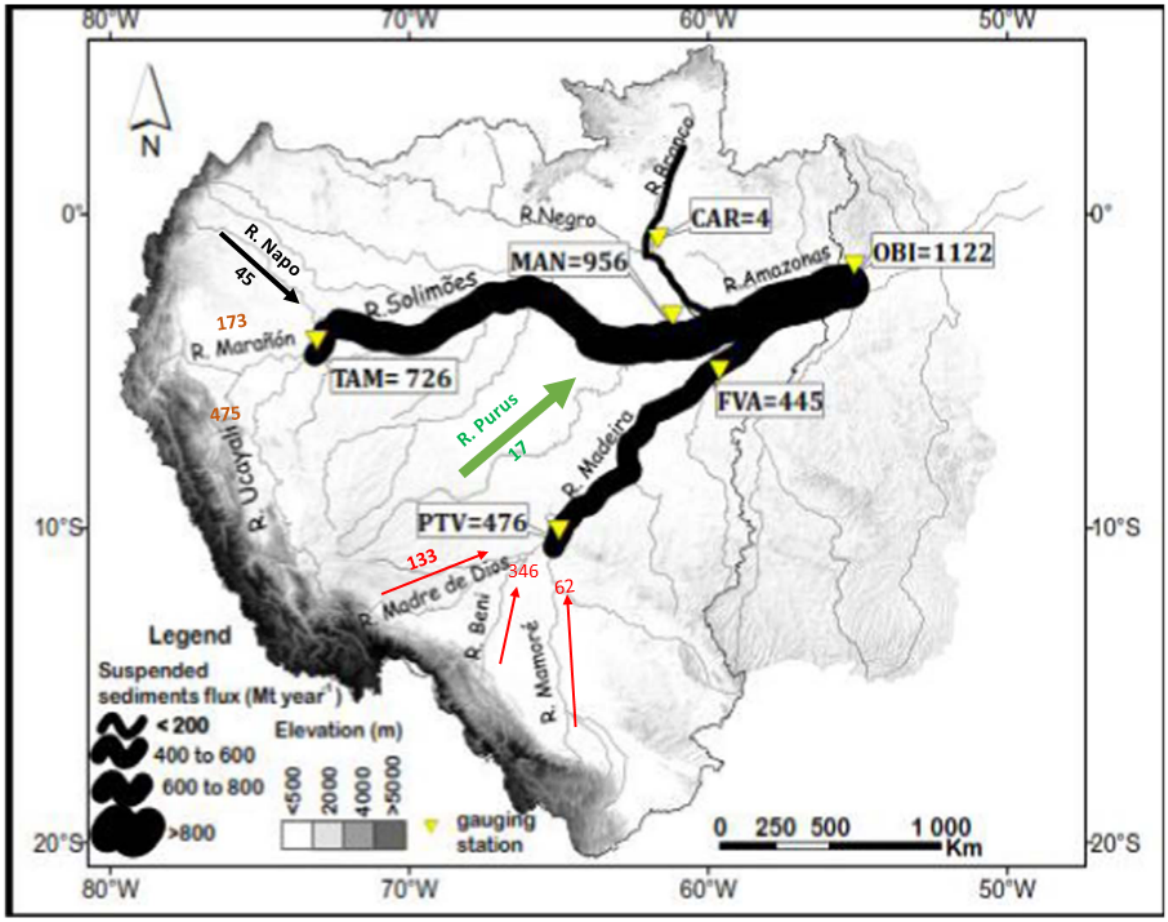


FIGURE 4.2 – Bilan des flux sédimentaires dans le bassin versant de l'Amazone et de ses principaux affluents. Les flux sont exprimés en Mt exportées par an. Figure adaptée de Armijos et al. (2020) complétée par les données de : Armijos et al. (2013); dos Santos et al. (2018); Santini (2020); Vauchel et al. (2017).

Ceci a alors permis de différencier les différentes fractions (fine et sable) dans la colonne d'eau. Les auteurs relèvent par ailleurs un flux plus important de MES fines (le double) durant les périodes de basses eaux, tandis que ce rapport s'inverse durant l'inondation. Il est également intéressant de remarquer à la fois l'évolution du flux total de sédiments ainsi que l'évolution du rapport entre les fines et les sables tout au long du linéaire. Par ailleurs, au niveau de la confluence avec le Rio Negro, Marinho et al. (2018) combineront l'utilisation d'images MODIS ainsi que le prélèvement d'échantillons entre Mai 2013 et Février 2014 afin de mettre en évidence d'une part la variabilité temporelle de la concentration en MES mais aussi sa variabilité spatiale le long du transect. En effet, cette zone de confluence est particulièrement marquée en terme de mélange des eaux du Solimões et du Negro. Les auteurs ont alors

pu montré qu'entre Janvier et Février, la contribution du Solimões est la plus importante, alors qu'entre Juillet et Août, c'est le Rio Negro qui domine avec ses eaux noires.

L'ensemble des ces études montrent alors toute la complexité des transports sédimentaires au sein de l'ensemble du bassin versant de l'Amazone. D'une part, le fleuve et ses tributaires transportent deux fractions sédimentaire distinctes avec des dynamiques propres vis-à-vis des précipitations et des débits (Armijos et al., 2017). D'autre part, les phénomènes de stockage, de sédimentation et de remobilisation, que ce soit dans le cours d'eau ou dans la plaine, jouent un rôle déterminant dans la dynamique de ces flux (Meade et al., 1985; Meade, 1985; Mertes et al., 1993). Enfin, quatre zones de sédimentations majeures sont identifiées à l'échelle de tout le bassin versant : il s'agit de la partie amont du bassin sédimentaire de l'Ucayali (Constantine et al., 2014), la dépression au niveau du Mamoré (Vauchel et al., 2017), le monoclinal du Madre de Dios (Santini, 2020) ainsi que le Beni (Guyot et al., 1999) malgré que cette dernière puisse être discutée.

4.2 Implémentation du module sédimentaire dans SWAT-FP.

4.2.1 La modélisation des sédiments en milieu alluviale.

Les habitats physiques qui composent les écosystèmes des plaines d'inondation fluviales sont le résultat de régimes d'écoulement et de sédimentation variables dans l'espace et dans le temps (Lane, 1955; Poff et al., 1997; Wohl et al., 2015). Le concept d'équilibre sédimentaire dans les rivières fait référence à l'équilibre entre les sédiments apportés à un canal et la capacité du flux à transporter ces sédiments. Sur de longues périodes, l'apport de sédiments aux rivières, le transport de sédiments par les rivières et le stockage de sédiments dans les bassins versants atteignent généralement un état d'équilibre dynamique qui se traduit par des morphologies de chenaux distinctes (Church, 1992). La variabilité temporelle des perturbations et des processus associés d'apport et de transport de sédiments crée des paysages hétérogènes qui abritent des habitats et des biotes divers (Poff and Ward, 1990; Stanford et al., 2005). Une altération de grande ampleur ou de longue durée des régimes sédimentaires ou d'écoulement peut modifier l'équilibre sédimentaire, ce qui peut induire un changement de

la morphologie des cours d'eau et altérer l'habitat. Les altérations directes (chenalisation, barrages) ou indirectes (sédimentation due à l'exploitation forestière ou gravière, augmentation du ruissellement par imperméabilisation due à l'urbanisation, érosion due aux pratiques agricoles) des systèmes fluviaux sont omniprésentes et ont entraîné une dégradation généralisée des écosystèmes des plaines fluviales (Bernhardt et al., 2005).

L'importance du régime naturel des écoulements (Poff et al., 1997, 2007) et de la sédimentation (Wohl et al., 2015) pour la pérennité des écosystèmes fluviaux est de plus en plus reconnue. La connectivité hydrologique et sédimentaire entre les bassins versants est un élément clef de la dynamique des flux d'eau et des sédiments, en particulier en ce qui concerne les écosystèmes (Kondolf et al., 2006; Wohl et al., 2017). La connectivité sédimentaire a été caractérisée par des modèles conceptuels qui identifient les conditions qui accélèrent ou inhibent le mouvement des sédiments dans un système (Bracken et al., 2015) ainsi que par des indices quantitatifs qui peuvent être calculés à partir de données géospatiales (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013; Crema and Cavalli, 2018; Heckmann et al., 2018).

Les modèles sédimentaires intègrent à la fois de façon explicite ou implicite la mobilisation ainsi que le transport des matériaux dans une optique de déterminer et de quantifier la dynamique sédimentaire des bassins versants. Les modèles sédimentaires couvrent un large éventail, allant des modèles spatiaux boites noires aux modèles spatiaux explicites et des modèles empiriques aux modèles physiques (De Vente and Poesen, 2005; Merritt et al., 2003). Les modèles empiriques cherchent généralement à établir un lien entre les caractéristiques du bassin (l'aire drainée, le débit, la topographie, etc) avec les flux de sédiments à l'exutoire de ce dernier (Wischmeier, 1959; Syvitski et al., 2003; Restrepo et al., 2006; Syvitski and Milliman, 2007). Les modèles à base physique, quant à eux, simulent les processus sédimentaire de façon dynamique ainsi que l'évolution morphologique du cours d'eau à l'échelle du bief (Viparelli et al., 2013). Les modèles à boites noires permettent d'étudier les bassins versants qui ne sont pas jaugés ou pour lesquels les données sont limitées. Toutefois, ils ne permettent pas d'obtenir d'informations sur la répartition spatiale des sédiments. Le niveau de détail des paramètres nécessaires pour chaque classe de modèle est contrainte par la résolution spatiale de la modélisation. Les modèles morphodynamiques à l'échelle du bassin versant peuvent décrire avec précision le comportement des cours d'eau et les changements morphologiques

qui les affectent. Néanmoins, les données d'entrée qui sont nécessaires se doivent d'être à très haute résolution et la paramétrisation du modèle est très spécifiques au site d'étude ; lesquels sont bien souvent difficiles à mesurer (Lauer et al., 2016). Par conséquent, il est difficile de les appliquer à de plus grandes échelles, comme notamment l'Amazone. À l'inverse, les modèles à l'échelle du bassin sont moins dépendants de paramètres détaillés, mais renvoient des résultats très peu précis à une échelle plus locale. Ces derniers sont principalement utilisés afin de dresser des bilans à l'échelle du bassin versant.

Les progrès récents en matière de modélisation des sédiments spatialement explicite fournissent des cadres pour traiter le transport des sédiments à travers l'ensemble du bassin versant. Ces efforts s'appuient, pour la plupart, sur le modèle d'acheminement des sédiments de Benda and Dunne (1997). Celui-ci permet d'acheminer les matériaux du lit mineur à partir d'un apport stochastique de sédiments dans un réseau de canaux de montagne en utilisant une approche de bilan de masse. On pourra relever dans un autre temps, le modèle CASCADE qui suit les "cascades" individuelles de sédiments à travers un réseau de drainage, mettant en évidence les distances parcourues par les sédiments et l'emplacement des zones où les sédiments sont stockés (Schmitt et al., 2016). Plus récemment, Czuba et al. (2017) ont modélise les variations temporelles d'élévation du lit mineur à mesure que le réseau de drainage transporte des "parcelles" discrètes de sédiments à travers le réseau. Lammers and Bledsoe (2018) ont développé un modèle morphodynamique basé sur les lois de capacité de Bagnold, à l'échelle du bassin versant qui simule le transport de sédiments au niveau du bief, l'évolution morphodynamique et les interactions entre la plaine d'inondation et le chenal. Ce modèle nécessite des paramètres relativement faciles à obtenir comme la largeur, la pente et la hauteur de la plaine d'inondation, l'angle de la berge des deux côtés du bief pour chaque segment du réseau. Une approche peu complexe pour la modélisation de la dynamique sédimentaire à l'échelle du bassin qui s'appuie sur des ensembles de données accessibles, qui peut être facilement paramétrée sur de grandes zones et qui comprend une méthode automatisée pour simuler la dynamique d'échange de la plaine d'inondation serait un complément utile à ces modèles spatialement explicites et peut constituer un bon point de départ pour les formalismes de notre modèle.

4.2.2 La production des sédiments par érosion dans le modèle.

Tout d'abord dans SWAT, ce sont les versants qui jouent le rôle de source principale de sédiments. La production s'effectue par le biais de l'érosion due au ruissellement de surface et aux précipitations. Cette dernière est prise en compte par le modèle universel modifié de perte en sol MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation) définie par Williams and Berndt (1977) :

$$sed = 11.8.(Q_{surf}.q_{peak}.area_{hru})^{0.56}.K_{USLE}.C_{USLE}.P_{USLE}.LS_{USLE}.CFRG \tag{4.1}$$

où $\boldsymbol{sed}$ correspond aux sédiments exportés au jour j (tonnes), $\boldsymbol{Q_{surf}}$ est le volume d'eau ruisselé (mm $H_2O.ha^{-1}$), $\boldsymbol{q_{peak}}$ fait référence à la portion de ruissellemnt lors du pic de crue ($m^3.s^{-1}$), $\boldsymbol{area_{hru}}$ est la surface de la HRU (ha). $\boldsymbol{K_{USLE}}$ est le coefficient d'érodibilité du sol, $\boldsymbol{C_{USLE}}$ est un coefficient lié à la couverture du sol, $\boldsymbol{P_{USLE}}$ est un coefficient lié aux pratiques agricoles, $\boldsymbol{LS_{USLE}}$ est un facteur topographique de la zone d'étude et $\boldsymbol{CFRG}$ est un facteur lié au pourcentage d'éléments grossiers dans les premières couches du sol.

Le coefficient K_{USLE} est relativement difficile à estimer et à mesurer. Ainsi Wischmeier and Smith (1978) généraliseront son calcul à partir de la taille des particules, le pourcentage de matière organique, la structure et la perméabilité du sol.
C_{USLE} varie au cours du temps en fonction de l'occupation du sol et de la quantité de résidus agricole au sol. P_{USLE} quant à lui est aussi lié à l'occupation du sol mais concerne les pratiques de labour. Le facteur topographique LS_{USLE} est estimé de la façon suivante :

$$LS_{USLE} = \frac{L_{hill}}{22.1}^{m}.(65.41.\sin^2(\alpha_{hill}) + 4.56.\sin\alpha_{hill} + 0.065) \tag{4.2}$$

où $\boldsymbol{L_{hill}}$ est la longeur de la pente (m), $\boldsymbol{\alpha_{hill}}$ est l'angle de la pente et $\boldsymbol{m}$ est un terme exponentiel lié à la pente de la HRU.

Dans cette approche de la production sédimentaire par les versants via la MUSLE, l'érosion

est directement corrélée au ruissellement de surface. De plus, dans le cas des grands bassins où le temps de résidence de l'écoulement est supérieur à un jour, SWAT permet de mettre en place un coefficient de stockage qui permet de déphaser le transfert de sédiments depuis les HRUs du versant jusqu'au cours d'eau.

Il est toutefois intéressant de noter que pour un même temps de résidence, plus le *surlag* est faible, plus le stockage de sédiments dans la HRU est important. Ainsi, le flux de sédiments produit par les versants d'un sous-basin dans SWAT est directement corrélé avec l'écoulement de surface. Ce formalisme fait néanmoins apparaître plusieurs questionnements de modélisation vis-à-vis de la problématique "grand bassin". La répartition des trois écoulements (surface - hypodermique - de nappe) n'est en aucun cas homogène sur l'ensemble du bassin versant. Si le fait que le débit solide soit en phase avec le ruissellement surfacique ne pose *a priori* pas de souci dans le cas des bassins où l'écoulement de surface est prépondérant, il semble alors déraisonnable de considérer ceci vrai sur l'ensemble de tous les bassins. De plus, cette approche ne permet pas de prendre en compte toute la complexité topographique des versants. Si la résolution du MNT tient un rôle majeur dans l'estimation du paramètre LS_{USLE}, d'aucun ne tient réellement compte de l'existence de zone de piégeage au sein même des versants. D'autre part, il est important de noter que l'établissement de l'USLE a été réalisé dans des conditions expérimentales sur des sols état-uniens. On peut ainsi critiquer son application ici, compte tenu de la diversité paysagère du système amazonien.

En outre, à l'aune des objectifs de modélisation de cette thèse, et au regard d'une part, de la surface conséquente de tout le bassin, et d'autre part, de la diversité des paysages, nous avons choisi de ne pas contraindre l'estimation de l'érosion via la MUSLE. Les résultats sont ainsi déduits des informations contenues dans les couches d'occupation et de caractéristiques des sols. Cette décision demeure toutefois critiquable. S'il est acceptable de calibrer les paramètres de la MUSLE sur des projets de taille raisonnable, ceci reste une tâche difficile dans notre situation et cette approche est satisfaisante dans un objectif de détermination des dynamiques. Nonobstant, les taux d'érosion ont été contraints au niveau des cours d'eau qui drainent les cratons guyanais et brésilien car les taux simulés étaient bien trop importants.

4.2.3 La routage des sédiments dans le modèle.

Le modèle SWAT permet de prendre en compte le transport des sédiments à travers le réseau hydrographique. Ce transfert s'effectue comme celui de l'eau, d'amont en aval et cours d'eau par cours d'eau. Les modules de routage des sédiments prennent également en compte les phénomènes liés à l'érosion du lit et des berges, ainsi que la sédimentation qui y a lieu. À chaque itération, le modèle calcule la capacité de transport du bief et la compare à la quantité de sédiment en présence, ce qui détermine s'il y a dépôt ou érosion. SWAT offre la possibilité d'utiliser quatre modules différents de transport sédimentaire. Avant de détailler les spécificités de chacune, nous allons expliciter les formalismes qui leur sont communs.

4.2.3.1 Les formalismes communs à toutes les routines.

Le modèle SWAT fait intervenir quatre méthodes différentes en ce qui concerne le routage des sédiments dans le bief qui diffèrent principalement sur la façon dont est estimée la concentration maximale en sédiments du bief ($conc_{sed}$) et, *in fine*, la capacité de transport du cours d'eau. Toujours est-il, elles font toutes apparaître une concentration potentielle maximale fonction de $\boldsymbol{v_{peak}}$ qui est la vitesse de pointe dans le bief ou *channel peak velocity* ($\mathrm{m.s^{-1}}$) exprimée comme :

$$\begin{cases} v_{peak} = \frac{q_{peak}}{A_{ch}} \\ q_{peak} = prf.q_{ch} \end{cases} \tag{4.3}$$

où $\boldsymbol{A_{ch}}$ est l'aire mouillée du bief ($\mathrm{m^2}$), $\boldsymbol{q_{peak}}$ est le débit de pointe du cours d'eau ($\mathrm{m^3.s^{-1}}$) calculé à partir du débit $\boldsymbol{q_{ch}}$ et multiplié par un facteur d'ajustement $\boldsymbol{prf}$. La concentration maximale de sédiments calculée à l'aide de l'équation 4.14 est comparée à la concentration de sédiments dans le tronçon au début du pas de temps de calcul $conc_i$. Si $conc_i > conc_{sed}$ alors, la déposition au fond du lit est le processus dominant dans le segment du bief et est calculée de la manière suivante :

$$sed_{dep} = V_{ch}.(conc_i - conc_{sed}) \tag{4.4}$$

avec $\boldsymbol{sed_{dep}}$ la quantité de sédiments déposée dans le bief en tonnes et $\boldsymbol{V_{ch}}$ le volume d'eau dans le bief (m^3). Dans le cas contraire, la dégradation du lit du cours d'eau est le processus dominant, et la quantité de matière arrachée est calculé comme :

$$sed_{deg} = (conc_{sed} - conc_i).V_{ch}.K_{ch}.C_{ch} \tag{4.5}$$

où $\boldsymbol{sed_{deg}}$ est la quantité de sédiments remise en suspension dans le cours d'eau (tonnes), $\boldsymbol{K_{ch}}$ est le facteur d'érodibilité du cours d'eau et $\boldsymbol{C_{ch}}$ est le facteur de couverture du bief. Une fois les quantités déposées et remises en suspension calculées, l'équation de continuité sédimentaire est déterminée telle que :

$$\Delta_{sed} = (sed_{in} - sed_{deg} + sed_{dep}).\frac{V_{out}}{V_{ch}} \tag{4.6}$$

où $\Delta_{\boldsymbol{sed}}$ est la quantité de sédiments restant dans la section après routage (tonnes), $\boldsymbol{sed_{in}}$ est la quantité de sédiments dans la section au début du pas de calcul comprenant ceux routés du bief amont (tonnes) et $\boldsymbol{V_{out}}$ le volume d'eau sortant du bief (m^3). Dans cette méthode, l'érosion n'est supposée limitée que par la capacité de transport, c'est-à-dire que l'apport de sédiments provenant de l'érosion du cours d'eau est illimité. Si la quantité de sédiments entrant dans le bief est inférieur à la capacité de transport, l'érosion du lit est supposée combler ce déficit. En revanche, si la quantité de sédiments entrant dans la section est supérieure à la capacité de transport, la différence de charge se déposera dans le cours d'eau. Par conséquent, dans la méthode par défaut, la quantité de sédiments transportée par le cours d'eau est presque toujours proche de la capacité de transport maximale donnée par l'équation simplifiée de Bagnold (que nous expliciterons plus tard) et est seulement limitée par les facteurs d'érodibilité et de couverture du cours d'eau. Lors des crues suivantes, les sédiments déposés seront remis en suspension et transportés avant la dégradation du lit.

Ceci ne tient pas compte de la distribution de la granulométrie des particules à travers les tronçons de biefs et toutes sont supposées être des particules de taille limoneuse. En outre, l'érosion de la section n'est pas divisée entre les berges et le lit du cours d'eau et le dépôt est supposé se produire uniquement dans le lit mineur ; le dépôt de sédiments dans la

plaine d'inondation n'est pas pris en compte. Dans sa version la plus simple qui constitue la méthode de routage par défaut, les processus ne vont pas au delà de ces bilans très simples et sommaires. Les autres routines de routages font cependant intervenir des processus liés au lit du cours d'eau et aux berges que nous allons nous attacher à décrire ici.

Pour que l'érosion du cours d'eau prenne place, il est nécessaire dans un premier temps que la puissance du courant doive être élevée et que la charge sédimentaire provenant des régions en amont doive être inférieure à cette capacité. D'autre part, la contrainte de cisaillement exercée par l'eau sur le lit et les berges doit être supérieure à la contrainte de cisaillement nécessaire pour mettre en mouvement une particule de sédiment. Les taux d'érosion potentiels des berges et du lit sont prédits sur la base de l'équation de la contrainte de cisaillement excessive (Hanson and Simon, 2001) :

$$\xi_{bank} = kd_{bank}.(\tau_{e,bank} - \tau_{c,bank}).10^{-6} \tag{4.7}$$

$$\xi_{bed} = kd_{bed}.(\tau_{e,bed} - \tau_{c,bed}).10^{-6} \tag{4.8}$$

avec ξ le taux d'érosion des berges ou du lit (m.s^{-1}), $\boldsymbol{kd}$ le coefficient d'érodibilité (cm^3.N^{-1}.s^{-1}) et $\tau_{\boldsymbol{c}}$ la contrainte de cisaillement qui s'applique au lit et aux berges du cours d'eau (N.m^{-2}). Ces deux équations (4.7 et 4.8) font apparaître la notion que les contraintes de cisaillement appliquées sur la berge et le lit du bief doivent être supérieures aux contraintes critiques respectives pour que l'érosion se produise. La contrainte de cisaillement effective agissant sur la berge et le lit est calculée à partir de Eaton and Millar (2004) :

$$\begin{cases} \frac{\tau_{e,bank}}{\gamma.depth.slp_{ch}} = \frac{SF_{bank}}{100}.(\frac{(W+P_{bed}).\sin\theta}{4.depth} \\ \frac{\tau_{e,bed}}{\gamma_w.depth.slp_{ch}} = (1 - \frac{SF_{bank}}{100})(\frac{W}{2.P_{bed}} + 0.5) \\ logSF_{bank} = -1.4026.log(\frac{P_{bed}}{P_{bank}} + 1.5) + 2.247 \end{cases} \tag{4.9}$$

avec $\boldsymbol{SF_{bank}}$ qui représente la fraction de la contrainte de cisaillement qui s'applique sur le lit, $\tau_{\boldsymbol{e}}$ la contrainte de cisaillement effective appliquée aux berges ou au lit (N.m^{-2}), $\gamma_{\boldsymbol{w}}$ fait référence au poids de l'eau (9800 N.m^{-3}), $\boldsymbol{depth}$ est la profondeur du cours d'eau (m), $\boldsymbol{W}$ la largeur du cours d'eau (m), $\boldsymbol{P}$ le périmètre mouillé du lit ou des berges (m), où $\boldsymbol{slp_{ch}}$

la pente du cours d'eau (m.m^{-1}) et où θ l'angle des berges par rapport au cours d'eau.

La contrainte de cisaillement effective calculée par les équations 4.9 doit être supérieure à la contrainte de cisaillement critique ou à la force nécessaire pour mettre en mouvement les sédiments. Cependant, dans la plus grande majorité des cas, les données de terrain ne sont pas disponibles et la contrainte de cisaillement critique est estimée en utilisant les résultats de Julian and Torres (2006) :

$$\tau_c = (0.1 + 0.1779.SC + 0.0028.SC^2 - 2.34.10^{-5}.SC^3).C_{ch} \tag{4.10}$$

où $\boldsymbol{SC}$ représente le pourcentage de limon et d'argile et $\boldsymbol{C_{ch}}$ le coefficient de couverture en végétation du cours d'eau (variant entre 1,0 pour des sols nus à 19,2 pour une couverture dense). En utilisant les relations ci-dessus, la vitesse d'érosion des berge et du lit (m.s^{-1}) peut être calculée. Cette vitesse doit être multipliée par la densité apparente des sédiments et la zone exposée à l'érosion pour obtenir la masse totale de sédiments susceptibles d'être érodés. Dans le cas des biefs méandreux, la rive extérieure d'un méandre est plus sujette à l'érosion que la rive intérieure. Par conséquent, l'érosion potentielle des berges est calculée en supposant l'érosion sur une seule berge :

$$\begin{cases} B_{nkrte} = \xi_{bnk}.(L_{ch}.1000.depth.\sqrt{1 + Z_{ch}^2}).\rho_{bank}.86400 \\ B_{bedrte} = \xi_{bed}.(L_{ch}.1000.W_{btm}).\rho_{bed}.86400 \end{cases} \tag{4.11}$$

où $\boldsymbol{B}$ est l'érosion potentielle du lit ou des berges (tonnes par jour), $\boldsymbol{L_{ch}}$ est la longueur du bief (m), ρ la densité des sédiments du lit ou des berges (g.cm^{-3}). L'érosion potentielle est ensuite utilisée pour répartir l'érosion dans le bief entre le lit et les berges du cours d'eau si la capacité de transport le permet. L'érosion potentielle relative des berges et du lit du cours d'eau est calculée comme :

$$\begin{cases} Bnk = \frac{B_{nkrte}}{B_{nkrte} + B_{bedrte}} \\ Bed = 1 - Bnk \end{cases} \tag{4.12}$$

où ***Bnk*** et ***Bed*** représentent respectivement le taux d'érosion des berges et du lit (tonnes par jour).

Qu'il s'agisse d'érosion ou de déposition, SWAT offre la possibilité de partitionner la charge sédimentaire en fonction de la granulométrie des particules (Table. 4.1). Ainsi, le taux d'érosion ou de déposition global sera ensuite multiplié par la fraction en chaque élément afin d'obtenir les taux de chaque particule.

Fraction sédimentaire	D50 (en micromètre)			
	<5	5 à 50	50 à 2000	>2000
Sable	0.15	0.15	0.65	0.15
Limon	0.15	0.65	0.15	0.15
Argile	0.65	0.15	0.15	0.05
Gravier	0.05	0.05	0.05	0.65

TABLE 4.1 – Distribution de la taille des particules dans SWAT en fonction de la valeur de la D50 (taille médiane des sédiments du lit et des berges).

Dans la mesure où la capacité de transport du cours d'eau est insuffisante, les processus de déposition sont majoritaires. Le dépôt au fond du lit du cours d'eau est pris en compte grâce à Einstein (1965) :

$$\begin{cases} P_{dep} = (1 - \frac{1}{e^x}).100 \\ x = \frac{1.055.L_{ch}.1000.\omega}{v_{ch}.depth} \\ \omega = 411.0.((2.00)^2)/(3600) \end{cases} \tag{4.13}$$

avec $\boldsymbol{P_{dep}}$ le pourcentage déposé pour chaque fraction de sédiments, $\boldsymbol{L_{ch}}$ la longueur du bief (m), ω la vitesse de chute des particules (m.s^{-1}) et $\boldsymbol{v_{ch}}$ la vitesse moyenne de l'écoulement dans la section (m.s^{-1}).

Les tailles de particules utilisées pour calculer les vitesses de chute sont 0,2 mm, 0,01 mm, 0,002 mm, 2 mm, 0,0300 mm, 0,500 mm respectivement pour les sables, les limons, les argiles, les graviers, les petits agrégats et les gros agrégats. Il est important de noter que les petits agrégats et les gros agrégats proviennent uniquement de l'érosion des berges. Les graviers quant à eux proviennent uniquement de l'érosion du bief. Seuls les sables, les limons et les argiles proviennent à la fois de l'érosion des berges et de l'érosion du chenal. Dans le cas des

crues débordantes, seulement les limons et les argiles se déposent dans la plaine d'inondation. Ce dépôt est calculé en affectant au dépôt global un facteur prenant en compte le ratio de la largeur de la plaine par rapport au bief. Il convient ici de garder à l'esprit que les argiles et limons déposés dans la plaine sont supposés être perdus et ne sont pas remis en suspension. On peut alors se poser la question de pertinence de ce dernier point qui pose un réel problème de bilan de masse au niveau des flux sédimentaires. En effet, c'est une problématique non négligeable dans le cas de l'Amazone où l'inondation peut durer plusieurs mois et où les échanges d'eau entre la plaine et le cours d'eau sont conséquents.

4.2.3.2 La méthode selon Bagnold (par défaut)

La méthode de transport des sédiments utilisée par défaut dans le modèle SWAT est une version très (voire trop) simplifiée des concepts décrits par Bagnold (1966, 1973, 1977). Cette méthodologie introduit une puissance du cours d'eau sous la forme :

$$conc_{sed} = c_{sp}.v_{peak}^{spexp} \tag{4.14}$$

où $\boldsymbol{conc_{sed}}$ est la concentration maximale de sédiments pouvant être transportée par l'eau dans le bief (t.m^{-3}), et $\boldsymbol{c_{sp}}$ et $\boldsymbol{spexp}$ deux coefficients définis par l'utilisateur ; avec $\boldsymbol{spexp}$ variant de 1 à 2 et étant par défaut à 1,5. Cette expression est bien loin des lois de transport sédimentaire ayant pu être établies en conditions expérimentales et se rapprochent plus d'une forme d'énergie cinétique lorsque *spexp* est égal à 2. Nous sommes partis de ces formalismes car ils représentent ceux les mieux adaptés au transport des particules fines.

4.2.3.3 La méthode selon Molinas et Wu.

La méthodologie développée par Molinas and Wu (2001) est toute adaptée pour les rivières à lit sableux. La capacité de transport est alors de la forme :

$$\begin{cases} C_w = \frac{1430.(0.86.\sqrt{\Psi})\Psi^{1.5}}{0.016+\Psi}.10^{-6} \\ \Psi = \frac{v_{ch}^3}{(S_g-1).g.depth.\omega_{50}.[log\frac{depth}{D50}]^2} \\ \omega_{50} = \frac{411.D50^2}{3600} \end{cases} \tag{4.15}$$

avec $\boldsymbol{C_w}$ la concentration en sédiments par poids, Ψ est la puissance universelle du cours d'eau, $\boldsymbol{v_{ch}}$ est la vitesse moyenne de l'écoulement dans le bief (m.s^{-1}), $\boldsymbol{S_g}$ est la densité relative du solide (2,65), $\boldsymbol{g}$ est l'accélération du pesanteur (9,81 m.s^{-2}), $\boldsymbol{depth}$ est la profondeur du cours d'eau (m), $\boldsymbol{\omega_{50}}$ est la vitesse de chute (m.s^{-1}) associée à la $\boldsymbol{D50}$ qui est la taille médiane des particules. Notons que la vitesse de chute est calculée à l'aide de la loi de Stokes en supposant une température de 22ºC et une densité de sédiments de 1,2 t.m^{-3}.

Enfin, la concentration C$_m$ est convertie en concentration volumique ce qui permet de déduire la concentration maximale en sédiments de la rivière (t.m^{-3}) :

$$conc_{sed} = \frac{C_w}{C_w + (1 - C_w).S_g}.S_g \tag{4.16}$$

Il est intéressant de noter que ce jeu d'équations a été ajustée sur un ensemble de 414 jeux de données dont l'Amazone et le Mississippi. Ce dernier point semble assez encourageant pour entamer une modélisation du bassin de l'Amazone. Néanmoins, une lecture plus en détail de l'article indique que la plus grande majorité du jeu de données est constitué par des fleuves états-uniens, les prélèvements sur l'Amazone n'étant que sur la branche principale (il n'est d'ailleurs pas précisé le nombre de points). En outre, on remarquera dans le code que la puissance universelle du cours d'eau est notée *USpower*, ce qui peut nous poser à nous interroger sur la dimension universelle des formalismes. Nous avons laissé de côté cette approche par un souci de distinguer, sur l'ensemble du système amazonien, les cours d'eau à fond sableux.

4.2.3.4 Les autres méthodes de routage.

SWAT offre la possibilité d'utiliser deux autres méthodologies afin de router les sédiments. Aux vues de leurs finalités, nous ne rentrerons pas dans le détail de leurs formalismes ici.

Les formalismes adaptés de Kodoatie (2000) se basent sur une optimisation non linéaire et des données de terrain sur différentes tailles de particules et est particulièrement adaptée pour les cours d'eau dont les lits sont constitués de limons ou de graviers.

Le routage des sédiments avec les formalismes de Yang et al. (1996) permet d'établir un lien entre la charge totale et la puissance unitaire excédentaire du cours d'eau, exprimée comme le produit de la vitesse et de la pente. Cette méthodologie est préconisée pour les cours d'eau dont le fond est constitué de sables et de graviers.

4.2.4 Mise à jour du module sédimentaire dans SWAT-FP.

4.2.4.1 Les formalismes dans le bief.

L'objectif principal de ces travaux de modélisation est de simuler d'une part les transferts de MES fines entre le bief et le lit majeur, mais aussi de déterminer la dynamique des particules fines dans la plaine d'inondation ; avec une attention particulière sur les MES fines. Pour atteindre ces objectifs, nous sommes repartis du module de routage selon Bagnold dans sa version complexe, que nous avons dans un premier temps modifié afin de se rapprocher le plus des lois de capacité de transport. Nous avons ensuite étendu ces formalismes modifiés aux plaines d'inondation après avoir introduit un transfert latéral des MES fines entre le bief et la plaine.

Ce qui surprend en premier lieu lorsqu'on examine la façon dont la capacité de transport d'après Bagnold est traitée dans SWAT (voir équation 4.14) est le fait que les deux paramètres C_{sp} et $spexp$ sont à définir par l'utilisateur au niveau de la table .bsn. Cela indique alors que la valeur prise par ces paramètres est la même pour l'ensemble des cours d'eau de tout le bassin versant. Ce formalisme pose un vrai problème conceptuel. En effet, la capacité de transport est alors réduite à une simple fonction de la vitesse de l'écoulement et est commune à

l'ensemble de réseau hydrographique ; modulo la valeur des paramètres. Il est alors totalement déraisonnable d'imaginer qu'à vitesses égales, deux biefs différents (par exemple l'Amazone et un de ses tributaires) puissent exhiber des capacités de transports similaires.

D'autre part, si l'on s'intéresse à l'expression de la formule de Bagnold telle qu'elle est exprimée dans Bagnold (1966, 1973, 1977) celle-ci n'a rien à voir avec celle dans SWAT. Si dans la routine appelée *"simplified Bagnold"*, la simplification fait en réalité référence au processus de dépôt et d'érosion, on réalise rapidement que la même simplification est appliquée aux formalismes concernant la capacité de transport. En l'état, ces simplifications sont acceptables dans le cas où les cours d'eau présentent la même morphologie. Ce n'est vraisemblablement pas le cas dans une problématique grands bassins sur lesquels les caractéristiques hydromorphologiques des bassins comme la pente et la section des biefs, les sources de sédiments ou encore l'aire drainée peuvent considérablement modifier les paramètres C_{sp} et $spexp$. Dans sa vraie version, la loi de transport de Bagnold s'exprime ainsi :

$$T_c = \frac{0.01.\tau.\rho_s}{\omega(\rho_s - \rho)g} u^2 \tag{4.17}$$

avec $\boldsymbol{T_c}$ étant la capacité de transport du bief (kg.m^{-1}.s^{-1}), τ représente la contrainte de cisaillement (N.m^{-2}), ρ_s est la densité des sédiments et ρ la densité de l'eau (kg.m^{-3}), ω la vitesse de chute des particules et $\boldsymbol{u}$ la vitesse de l'écoulement (m.s; -1. On a ainsi par identification $C_{sp} = \frac{0.01.\tau.\rho_s}{\omega(\rho_s-\rho)g}$ et $spexp = 2$.

Ainsi, pour pallier ce problème conséquent, nous avons décidé de transférer ces paramètres au niveau des tables .rte, qui gèrent les variables liées aux biefs. De plus, le paramètre $spexp$ a été fixé à 2 pour correspondre le plus possible aux formalismes de Bagnold. De cette manière chaque section peut ainsi posséder sa propre capacité de transport, ce qui permet d'ailleurs une meilleure représentation de la diversité morphologique des cours d'eau amazoniens. Il est néanmoins tout à fait légitime de se questionner sur une problématique de surparamétrage de la simulation. En effet, dans cette configuration il est primordial de calibrer chaque cours d'eau pour ce qui est de la capacité de transport ; ou tout du moins par grand ensemble comme par exemple, par tributaire.

Le nouveau module sédimentaire pour les MES fines dans le bief vient reprendre les informations modifiées dans le module de routage de l'eau exposé dans le chapitre 2. Qu'il s'agisse de la morphologie du bief (de section rectangulaire) ou de la vitesse de l'écoulement (calculée avec l'onde cinématique ou diffusante), elles modifient alors les équations 4.9 et celles qui en découlent. De plus, nous avons choisi d'abandonner la représentation qui utilise la vitesse de pointe (cf eq.4.3), et d'employer préférentiellement la vitesse calculée lors du routage de l'eau, car plus à même de prendre en compte l'effet du débordement sur l'évolution de la vitesse de l'écoulement.

$$conc_{sed} = C_{sp}.U_{ch}^2 \tag{4.18}$$

avec $\boldsymbol{conc_{sed}}$ la concentration maximum en sédiments (t.m^{-3}) et $\boldsymbol{U_{ch}}$ la vitesse moyenne de l'écoulement du jour (m.s^{-1}). Rappelons enfin que SWAT-FP prend en compte le débordement. Par conséquent, l'équation de continuité des sédiments dans le bief, au temps de calcul, est :

$$\Delta_{sed} = (sed_{in} - sed_{deg} + sed_{dep} - sed_{FP,flooded} + sed_{FP,return}).\frac{V_{out}}{V_{ch}} \tag{4.19}$$

où $\Delta_{\boldsymbol{sed}}$ est la quantité de sédiments restant dans la section après routage (tonne), $\boldsymbol{sed_{in}}$ est la quantité de sédiments dans la section au début du pas de calcul (tonne) et $\boldsymbol{V_{out}}$ le volume d'eau sortant du bief (m^3), $\boldsymbol{V_{ch}}$ le volume d'eau dans le bief (m^3). $\boldsymbol{sed_{FP,\ flooded}}$ et $\boldsymbol{sed_{FP,\ return}}$ font respectivement référence à la quantité de MES fines (tonnes) échangée entre le bief et sa plaine lors de l'inondation et lors de la décrue. Cela implique alors l'introduction d'un module de transfert sédimentaire propre à la plaine d'inondation.

4.2.4.2 Les formalismes dans la plaine d'inondation.

Les processus introduits dans la plaine d'inondation sont sensiblement similaires à ceux du cours d'eau en terme de dépôt et d'érosion, ce qui permet en outre d'obtenir un bilan de masse plus juste avec un stock de MES fines dans la plaine potentiellement remobilisable.

Si dans le bief il y a pu y avoir une distinction entre le lit et les berges, considérant la morphologie triangulaire imposée de la plaine, seul le "lit" a été pris en compte. Ainsi les différentes équations appliquées à la plaine d'inondation sont :

$$\begin{cases} \xi_{FP} = kd_{bed}.(\tau_{e,bed} - \tau_{c,bed}).10^{-6} \\ \frac{\tau_{FP,bed}}{\gamma_w.h_{FP}.slp_{ch}} = (1 - \frac{SF_{FP}}{100})(\frac{width_{FP}}{2.P_{FP}} + 0.5) \\ logSF_{FP} = -1.4026.log(P_{FP} + 1.5) + 2.247 \\ B_{FP} = \xi_{FP}.(L_{ch}.1000.width_{FP}).\rho_{FP}.86400 \end{cases} \quad (4.20)$$

avec avec $\xi_{\boldsymbol{FP}}$ le taux d'érosion de la plaine d'inondation (m.s^{-1}), $\boldsymbol{kd}$ le coefficient d'érodibilité (cm^3.N^{-1}.s^{-1}) et τ la contrainte de cisaillement qui s'applique à la plaine (N.m^{-2}), $\boldsymbol{SF_{FP,\ bed}}$ qui représente la fraction de la contrainte de cisaillement qui s'applique sur la surface de la plaine, $\tau_{\boldsymbol{FP,\ bed}}$ la contrainte de cisaillement effective appliquée à la plaine (N.m^{-2}), $\gamma_{\boldsymbol{w}}$ fait référence au poids de l'eau (9800 N.m^{-3}), $\boldsymbol{h_{FP}}$ est la hauteur d'eau dans la plaine (m), $\boldsymbol{width_{FP}}$ la largeur en eau de la plaine (m), $\boldsymbol{P_{FP}}$ le périmètre mouillé de la plaine (m), $\boldsymbol{B_{FP}}$ est l'érosion potentielle de la plaine d'inondation (tonnes par jour), $\boldsymbol{L_{ch}}$ la longueur du cours d'eau qui est la même que la longueur de la plaine (m), ρ la densité des MES fines dans la plaine (g.cm^{-3}). À noter que les calculs concernant les variables de morphologie de la plaine sont détaillés dans le chapitre 2. De plus, dans les équations 4.13, la profondeur du cours d'eau est remplacée par la hauteur d'eau dans la plaine.

Enfin, la loi de capacité de transport pour la plaine est identique à celle du bief. En effet, nous avons montré dans les formalismes du module d'inondation que lors de l'inondation, la vitesse de l'écoulement est homogénéisée entre le bief et le lit majeur avec une valeur moyenne. Ainsi, la relation de continuité sédimentaire, au temps de calcul, dans la plaine est :

$$\Delta_{sed,FP} = (sed_{FP,in} - sed_{FP,deg} + sed_{FP,dep} + sed_{FP,flooded} - sed_{FP,return}).\frac{V_{FP,out}}{V_{Floodplain}} \quad (4.21)$$

où $\Delta_{\boldsymbol{sed,\ FP}}$ est la quantité de sédiments restante dans la plaine après routage (tonnes), $\boldsymbol{sed_{FP,in}}$ est la quantité de sédiments dans la plaine au début du pas de calcul comprenant

ceux routés de la plaine amont (tonnse) et $\boldsymbol{V_{out}}$ le volume d'eau sortant de la plaine (m^3), $\boldsymbol{V_{Floodplain}}$ le volume d'eau dans la plaine d'inondation (m^3). $\boldsymbol{sed_{FP,\ flooded}}$ et $\boldsymbol{sed_{FP,\ return}}$ font respectivement référence à la quantité de MES fines (tonnes) échangée entre le bief et sa plaine lors de l'inondation et lors de la décrue et s'expriment comme :

$$sed_{FP,flooded} = V_{flodded}.sed_{in}/(V_{RCH} + V_{flooded}) \tag{4.22}$$

$$sed_{FP,return} = V_{return}.sed_{FP,in}/(V_{Floodplain} + V_{return}) \tag{4.23}$$

où $\boldsymbol{V_{flooded}}$ et $\boldsymbol{V_{return}}$ sont respectivement les flux d'eau échangés entre le bief et la plaine lors du débordement et de la décrue (m^3).

4.2.4.3 Formalismes *a posteriori* des premiers résultats.

Les premières simulations donnent des résultats satisfaisants dans la plupart des cours d'eau. Néanmoins, malgré les nombreuses calibrations, il était impossible de reproduire la dynamique des MES fines au niveau du Solimões et de l'Amazone. La Figure 4.3 présente la comparaison entre la concentration en MES fines mesurée au niveau de la station HyBAM à Òbidos et les concentrations simulées par SWAT. La dynamique des MES est ici relativement complexe. Comme on peut l'observer sur la Figure 4.3, la concentration augmente en même temps que le débit dans les premières phases de la crue. Cependant, la concentration en MES chute rapidement aux alentours du mois de Mai. Cela correspond en outre au moment de l'épanchement de la crue dans le lit majeur. Nous avons pu remarquer ce phénomène depuis la station de Tabatinga (début du Solimões) jusqu'à la station d'Òbidos et c'est notamment le cas là où la largeur de la plaine d'inondation dépasse 500 mètres.

Afin de résoudre ce problème de manière simple, nous avons introduit une capacité de transport spécifique lors de l'inondation pour les cours d'eau possédant une vaste plaine, celle-ci étant plus faible. Cette hypothèse reste très forte en terme de concept de modélisation. Malgré tout, plusieurs arguments pourraient expliquer une diminution de la capacité de transport de ces cours d'eau lors de la crue. En premier lieu, la taille de la plaine d'inondation tient un rôle prépondérant dans la diminution de la capacité de transport de la rivière.

En effet, dans le cas de l'Amazone et du Solimões, l'augmentation de la section en eau peut atteindre plusieurs kilomètres ; ce qui implique que le même volume d'eau qui serait contenu dans le bief, se repartit entre le lit mineur et le lit majeur. On peut alors y voir une similarité avec le phénomène de perte de charge singulière en mécanique des fluides, qui correspond à une dissipation d'énergie liée à un changement de section. Par ailleurs, rappelons rapidement que dans le cas de l'Amazone et du Solimões, le lit mineur et généralement séparé de la plaine par un système de levées (Park, 2020). Ainsi, lors de la montée en eau, le cours d'eau reste contraint dans les levées. On peut facilement imaginer que toute la puissance de la rivière s'y exerce et la contrainte de cisaillement est maximale. Lorsque l'eau passe au dessus des levées, l'énergie n'est plus concentrée que sur les levées et les contraintes de cisaillement diminuent. Parallèlement, lors de la mise en eau du lit majeur, de nouveaux éléments sont alors mobilisables pour le transport. Encore, si on s'attarde sur l'évolution des variables hydrauliques des biefs durant le plus gros de la crue (cf. chapitre 3), qu'il s'agisse de la hauteur d'eau dans le cours d'eau, de la vitesse de l'écoulement, ou du nombre de Froude, ces derniers évoluent peu. Ainsi, tous ces éléments nous mènent à penser dans le cas des cours d'eau ayant une vaste plaine inondable que lors de débordement, la puissance de la rivière est repartie sur une section si importante que cela conduit à une diminution de sa capacité de transport.

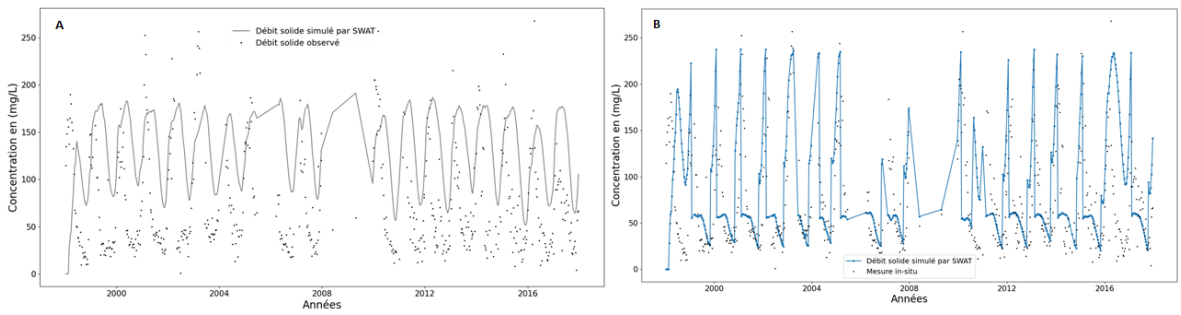


FIGURE 4.3 – Premières modélisation de la concentration en MES à Óbidos. À gauche, sans changement de coefficient de capacité de transport durant la crue, à droite, avec changement.

Par ailleurs, dans un souci de continuité de la charge sédimentaire modélisée, la transition entre les valeurs de coefficient a été lissée. En effet le changement de coefficient entraîne une rupture de la capacité de transport de transport et de la concentration en MES.

4.3 Suivi des MES fines par télédétection.

Les matières en suspension ont la propriété d'absorber et de diffuser la lumière, ce qui vient alors modifier la réponse spectrale des eaux de surfaces. La turbidité, qui se rapporte aux propriétés optiques de l'eau, a un impact direct sur la réflectance dans les domaine du visible et du proche infrarouge. Le suivi de la qualité de l'eau par télédétection apparaît ainsi comme une approche complémentaire afin de compléter les jeux données in situ existants. La couleur de l'eau par satellite s'est tout d'abord développée en milieu océanique ou au niveau des zones côtières (Babin et al., 2003; Miller and McKee, 2004; Morel and Prieur, 1977; Morel and Gentili, 1996; Nechad et al., 2010). Par ailleurs, la diffusion de la lumière par les particules inorganiques varie peu en fonction de la longueur d'onde, malgré que l'absorption diminue de manière exponentielle vers les longueurs d'onde plus élevées (Kirk, 1994). De ce fait, depuis les dernières années, la surveillance de la turbidité des eaux continentales et la concentration de matières en suspension des grandes rivières a pris son essor (Costa et al., 2013; Ma and Dai, 2005; Martinez et al., 2003, 2009; Wang and Lu, 2010).

Plus généralement, il existe une quantité importante de recherches sur la détermination des propriétés optiques des sédiments en suspension dans les eaux océaniques et côtières. Les principales études montreront des relations entre la réflectance et les propriétés optiques en fonction de la granulométrie, de la minéralogie ainsi que de la turbidité (Forget et al., 1999). Cependant cette méthode requiert énormément de données en entrée. Parallèlement, pour palier ce problème, des lois empiriques ou semi-analytiques dérivés de la simplification de la théorie du transfert radiatif appliquée à l'interaction de la lumière solaire et d'une colonne d'eau a été proposée, notamment par Gordon et al. (1983). Enfin, Doxaran et al. (2002) mèneront des travaux au niveau de l'estuaire de la Gironde, où l'utilisation de relations empiriques entre les bandes du proche infrarouge et rouge permet de réduire les effets du type de sédiment (granulométrie et indice de réfraction) sur la réflectance. Dans le cas du bassin versant amazonien, les travaux de Bradley (1980) constituent la première étude montrant la possibilité grâce à des images Landsat de retrouver le type d'eau sur les grandes rivières amazoniennes. Par la suite, Mertes et al. (1993) viendront estimer la concentration en MES par le biais de plusieurs images spectrales Landsat. D'ailleurs, Mertes et al. (1995) élaboreront une méthode qualitative qui permet de classifier cinq types d'eaux en fonction de la concentration

de sédiments via des images issues de Landsat et à trois endroits différents du fleuve Amazone. Enfin, les nombreux travaux de Martinez et al. (2009); Villar et al. (2012); Espinoza Villar et al. (2013) montreront la possibilité et la robustesse de l'utilisation de séries temporelles de couleur de l'eau en différents sites du bassin versant de l'Amazone afin de suivre les concentrations de MES (Fig.4.4) et leur intégration dans les réseaux de mesure.

Afin d'estimer en différents points du bassin versant la concentration en MES fines, nous avons utilisé la méthodologie développée par Martinez et al. (2009) sur les images du satellite Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) entre 2008 et 2018 et plus particulièrement les produits issus de la Collection 5, présentant une correction atmosphérique. Les données utilisées ici sont les produits MOD09Q1 (issu du capteur embarqué Terra) et MYD09Q1 (issu du capteur embarqué Aqua) fournissant une réflectance calibrée pour deux bandes radiométriques à 645 et 858,5 nm, mesurées à une résolution de 250 m et offrant une couverture temporelle quasi-quotidienne sur les zones tropicales. Les données sont disponibles sur `http://modis.gsfc.nasa.gov`. Les données composites MODIS de réflectance de surface sur 8 jours ont été obtenues entre 2008 et 2018 grâce au logiciel produit par l'IRD-GET GetMODIS-3. D'après Espinoza Villar et al. (2013) l'utilisation des produits composites à 8 jours possède un effet très significatif dans la mesure où d'une part ces images réduisent les effets de la couverture nuageuse persistante et d'autre part cela permet de s'affranchir en partie des effets de réflectance directionnelle et des artefacts atmosphériques. Alors, pour chaque date, les images composites Terra et Aqua sont automatiquement scannées, et l'image avec la couverture nuageuse la plus faible est sélectionnée. Lorsque les deux images composites présentent une faible couverture nuageuse, l'image acquise avec l'angle de vue du satellite le plus faible est sélectionnée.

L'extraction des chroniques de réflectance des bandes du proche infrarouge et rouge a été effectuée via le logiciel MOD3R, toujours développé par l'IRD-GET. L'extraction est basée sur la méthode explicitée par Martinez et al. (2009). Les auteurs décrivent que la réflectance des cours d'eau peut être entravée par la faible résolution spatiale et peut donner lieu à quelques pixels d'eau pure (non mélangée), en fonction de la largeur du cours d'eau et de la géométrie d'acquisition de l'image. Le mélange spectral peut se produire entre l'eau, la végétation riveraine ou les bancs de sable. En conséquence, des algorithmes spécifiques ont

été développés pour permettre la dérivation de la réflectance de l'eau dans chaque image. Tout d'abord, les pixels de la rivière sont divisés en groupes homogènes à l'aide de l'algorithme de classification du K-means. Ensuite, la fraction de chaque élément dans chaque groupe est obtenue en appliquant une technique des moindres carrés afin de minimiser le résidu non modélisé. Le test de chaque groupe en tant qu'élément possible de l'eau pure est effectué pour résoudre l'ensemble d'équations linéaires. L'amas conduisant au résidu le plus faible est retenu (Martinez et al., 2009).

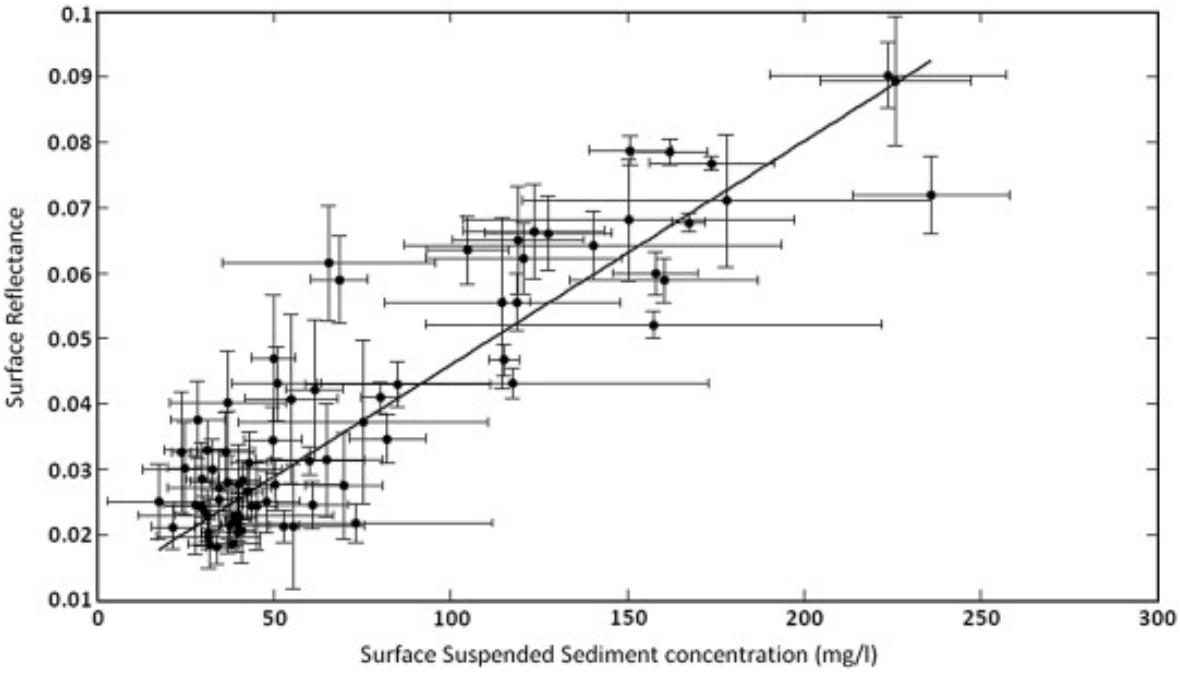


FIGURE 4.4 – Corrélation entre la réflectance de surface et la concentration de surface en matière en suspension sur l'Amazone, depuis les images composites à 8 jours de MODIS. D'après Martinez et al. (2009)

En outre, le logiciel MOD3R offre une dénomination de la qualité des résultats allant de 1 à 3. La valeur 1 indique des données de bonne qualité. La valeur 2 indique des données de qualité moyenne mais toujours utilisables dont l'acquisition a été faite avec des angles d'incidence élevés - une présence de nuages conséquente - une réflexion directe du soleil. Les données libellées 3 sont de mauvaise qualité et il est préférable de les retirer de l'analyse. Ainsi, une exploitation des données au pas de temps mensuel semble plus adaptée afin de garantir une cohérence dans l'échantillonnage et les comparaisons.

Le calcul des concentrations en MES fines à partir des valeurs de réflectance est réalisé à partir de différentes équations selon la localisation de la station virtuelle.

— Pour les zones Amazone et Solimões, la concentration en MES s'exprime comme (Martinez et al., 2009) :

$$[MES] = 759.(\frac{R_{NIR}}{R_{RED}})^{1.12} \tag{4.24}$$

— En ce qui concerne les bassins andins, nous avons généralisé l'expression utilisées par Santini (2020) appliquée au bassin de l'Ucayali :

$$[MES] = 822.8.(\frac{R_{NIR}}{R_{RED}})^{2.86} + 10^{-3}.e^{10.4.\frac{R_{NIR}}{R_{RED}}} \tag{4.25}$$

— Enfin, pour les bassins de plaine du type Purús, nous avons appliqué l'expression utilisée par dos Santos et al. (2018) :

$$[MES] = 0.1355.(\frac{R_{NIR}}{R_{RED}}) - 7.6 \tag{4.26}$$

— L'intégration de la concentration des MES de surface sur l'ensemble de la colonne d'eau est réalisée via la formule empirique (Guyot et al., 2005; Martinez et al., 2009) :

$$[ASS] = 1.24.[MES] + 43.5 \tag{4.27}$$

où ***[MES]*** (resp. ***[ASS]***) est la concentration en MES fines de surface (resp. la concentration en MES fines de la colonne d'eau) en mg.L^{-1}, $\boldsymbol{R_{NIR}}$ et $\boldsymbol{R_{RED}}$ sont les réflectances des bandes proche infrarouge et rouge.

4.4 Modélisation des matières en suspension fines.

4.4.1 Résultats dans la rivière.

La calibration et la validation des concentrations en MES fines dans la rivière ont été effectuées dans un premier temps au travers des stations de jaugeage du réseau HyBAM (cf Chapitre 3). Les différents graphiques de la Figure 4.5 décrivent la comparaison entre les concentrations de MES fines simulées par le modèle et celles des stations de mesure in situ. Les indices d'évaluation moyens pour l'ensemble des stations sont un NSE de -0,73, un R^2 de 0,42, un pbiais de 57,44, un RMSE de 762,21, un KGE de -5,28 et un RSR de 1,23. À première vue, la valeur des indicateurs laisserait penser que la qualité de la modélisation est peu satisfaisante. Toutefois, il est important de remarquer que l'allure des graphiques apparaît plus que satisfaisante. Ainsi, il est intéressant de se questionner sur le poids donné aux indices de qualité et le détachement vis-à-vis de la représentation graphique. Ce point sera développé plus loin dans le manuscrit. Toujours est-il, le Tableau 4.2 décrit chaque indicateur pour toutes les stations de qualité de l'eau HyBAM utilisées ici. Si la modélisation des concentrations en MES fines s'étale de 2000 à 2018 et est au pas de temps journalier, la période des mesures in situ est propre à chaque station.

Pour l'Ucayali, la modélisation du point de vue des indicateurs de qualité apparaît comme très satisfaisante : NSE = 0,41 - R^2 = 0,70 - pbiais = 19,26 - RMSE = 555 - KGE = 0,53 - RSR = 0,76. C'est également le cas quand on regarde l'allure du graphique. En effet, la simulation suit globalement très bien la dynamique des concentrations mesurées. En outre, le modèle réussit très bien à rendre compte des concentrations à l'étiage ainsi qu'au pic de crue. On pourra objecter quelques écueils pour les plus hautes valeurs entre 2010 et 2012. Toutefois, lorsqu'on se reporte à l'hydrogramme à cette même période, celui-ci ne renseigne pas d'un débit plus important qu'à la normale. Il est alors raisonnable d'envisager qu'il s'agit ici soit de valeurs aberrantes, soit d'erreurs liées à la mesure.

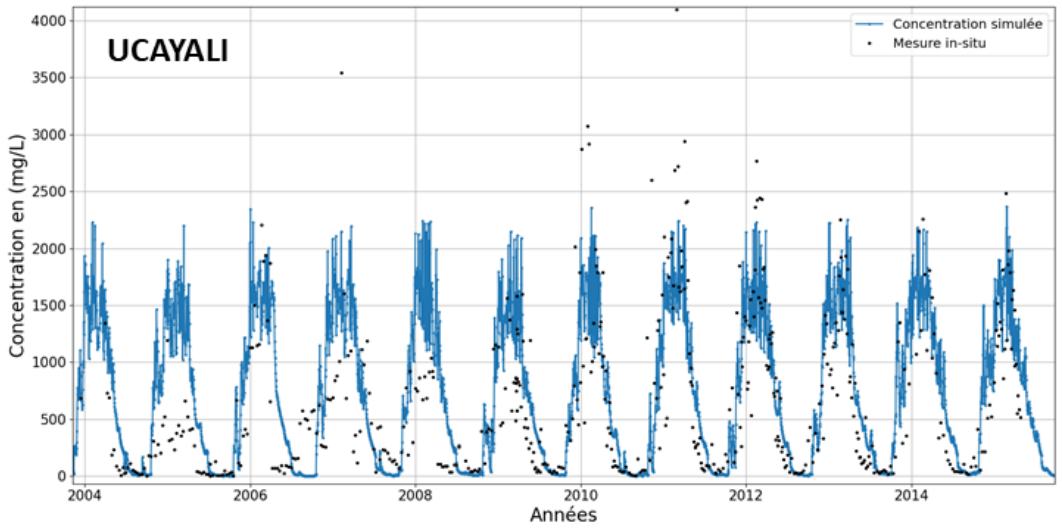
En ce qui concerne le Marañon, la modélisation semble très peu satisfaisante si on ne prend en compte que les indicateurs numériques : NSE = -3,11 - R^2 = 0,12 - pbiais = 79,72 - RMSE = 1380 - KGE = 0,01 - RSR = 2,02. Néanmoins, l'allure du graphique pour les valeurs

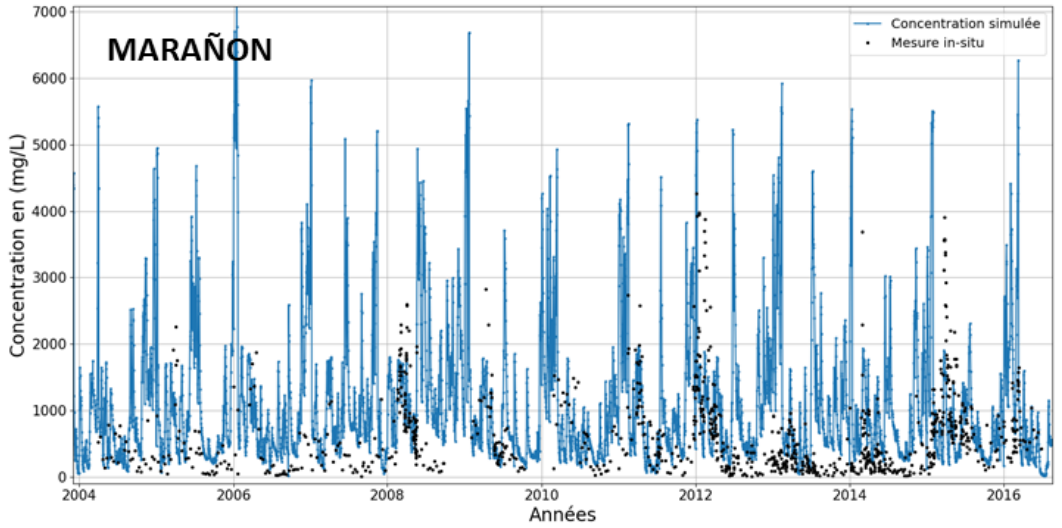
in situ semble dans un premier temps suggérer que la dynamique sédimentaire de ce bassin est complexe, avec de fortes fluctuations au cours de l'année hydrologique. On pourrait penser que le modèle tend à surestimer les concentrations en MES fines pour ce bassin. Nonobstant, on remarque que les valeurs simulées en crues (2008, 2012 et 2015) collent relativement bien avec les observations. C'est d'ailleurs également le cas avec les valeurs à l'étiage. En définitive, si la modélisation peut apparaître chaotique de premier abord, celle-ci respecte la dynamique globale des concentrations ainsi que les gammes observées.

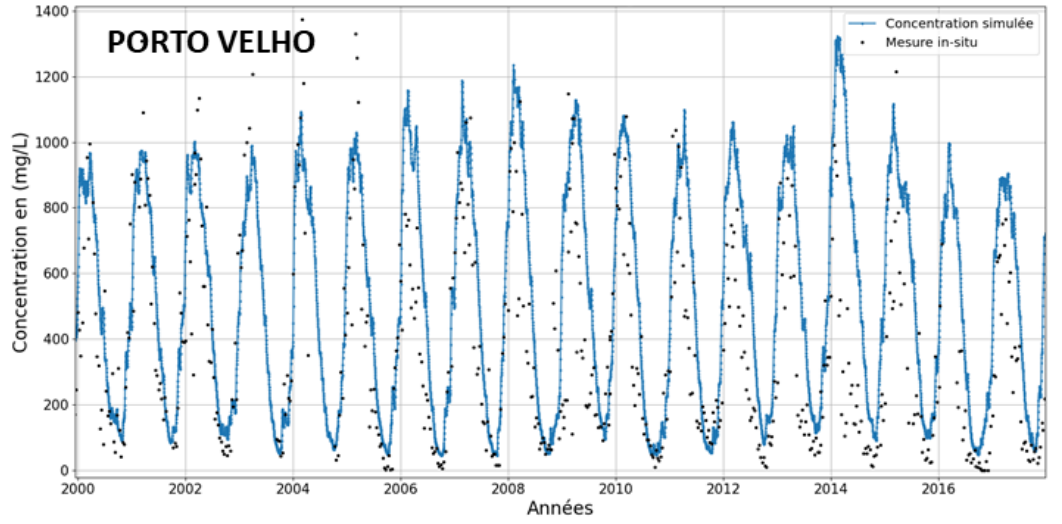
La station au niveau de Porto Velho renvoie une simulation plus que satisfaisante ; les indices de qualité sont très bons NSE = 0,34 - R^2 = 0,74 - pbiais = 32,54 - RMSE = 278 - KGE = 0,53 - RSR = 0,81. La simulation renvoie une dynamique en accord avec les observations in situ et les minima et maxima de concentrations sont biens représentés.

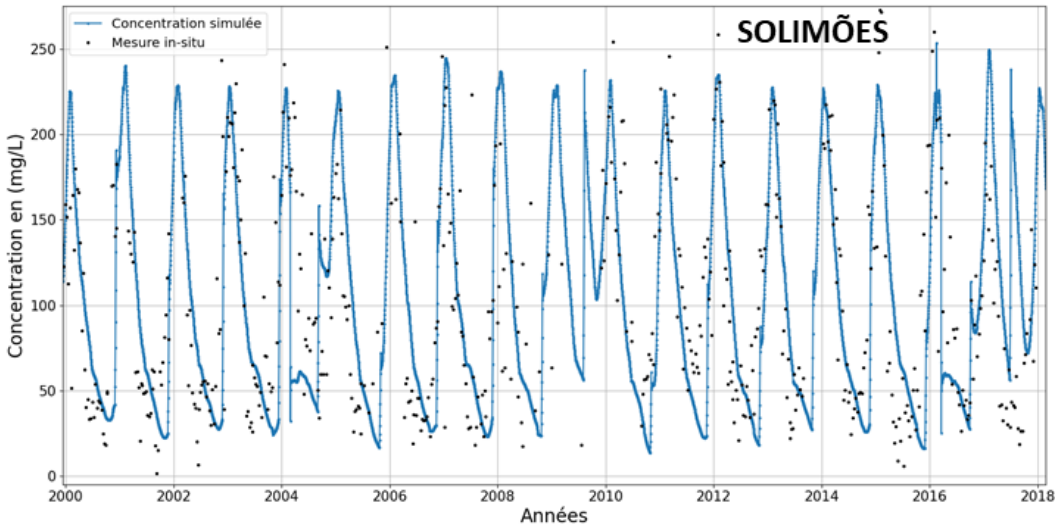
La simulation au niveau de la station du Solimões à Manacapuru présente des résultats très bons en ce qui concerne les indicateurs numériques : NSE = 0,26 - R^2 = 0,62 - pbiais = 3,41 - RMSE = 56,44 - KGE = 0,65 - RSR = 0,85. C'est également le cas pour ce qui est de la station d'Óbidos pour le fleuve Amazone : NSE = -0,34 - R^2 = 0,67 - pbiais = 46,86 - RMSE = 62,78 - KGE = 0,50 - RSR = 1,15. En ce qui concerne ces deux stations, l'amplitude des concentrations est bien respectée, autant au niveau des valeurs les plus faibles, qu'au niveau des valeurs les plus hautes. Pour ces deux stations, l'épanchement de la crue dans le lit majeur tient un rôle clef dans les flux liquide et solide. En outre, une différentiation des coefficients de Bagnold lors de l'inondation, avec une transition de type exponentielle décroissante permet de véritablement bien prendre en compte la diminution de capacité de transport de la rivière ce qui offre *in fine* une estimation réaliste de la concentration en MES dans le cours d'eau.

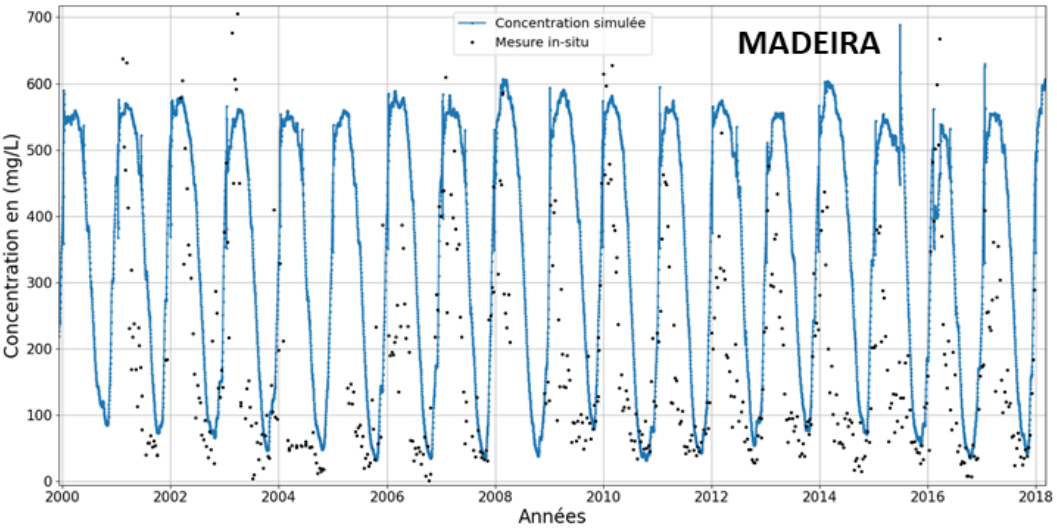
La modélisation au niveau de la station du Madeira est satisfaisante selon les critères des indices de qualité : NSE = -1,25 - R^2 = 0,59 - pbiais = 90,65 - RMSE = 230 - KGE = 0,16 - RSR = 1,50. La temporalité de la dynamique des concentrations est relativement bien représentée. C'est aussi le cas pour l'amplitude au niveau des valeurs extrêmes.

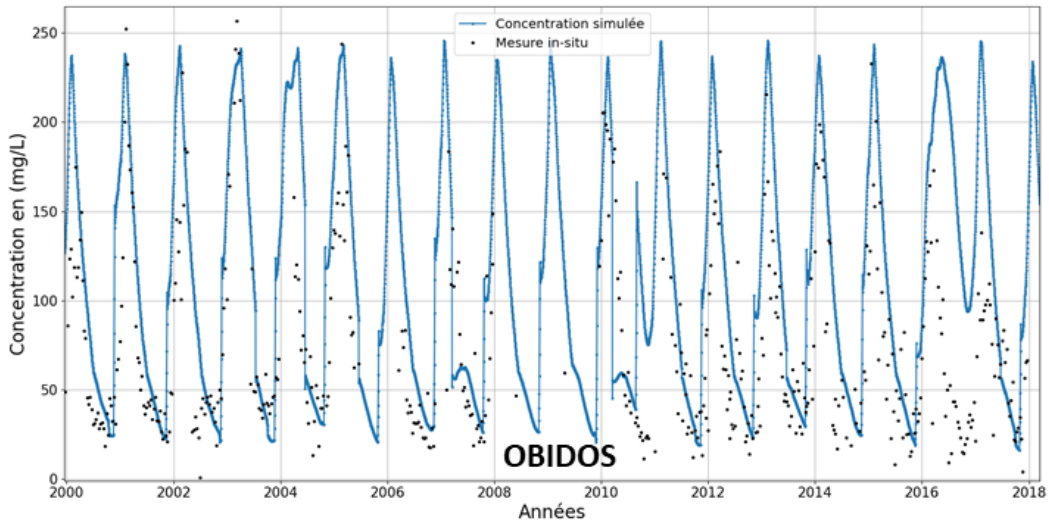

UCAYALI
Concentration simulée
Mesure in-situ
Concentration en (mg/L)
Années


MARAÑON
Concentration simulée
Mesure in-situ
Concentration en (mg/L)
Années


PORTO VELHO
Concentration simulée
Mesure in-situ
Concentration en (mg/L)
Années


Concentration simulée
Mesure in-situ
SOLIMÕES
Concentration en (mg/L)
Années


Concentration simulée
Mesure in-situ
MADEIRA
Concentration en (mg/L)
Années


Concentration simulée
Mesure in-situ
OBIDOS
Concentration en (mg/L)
Années

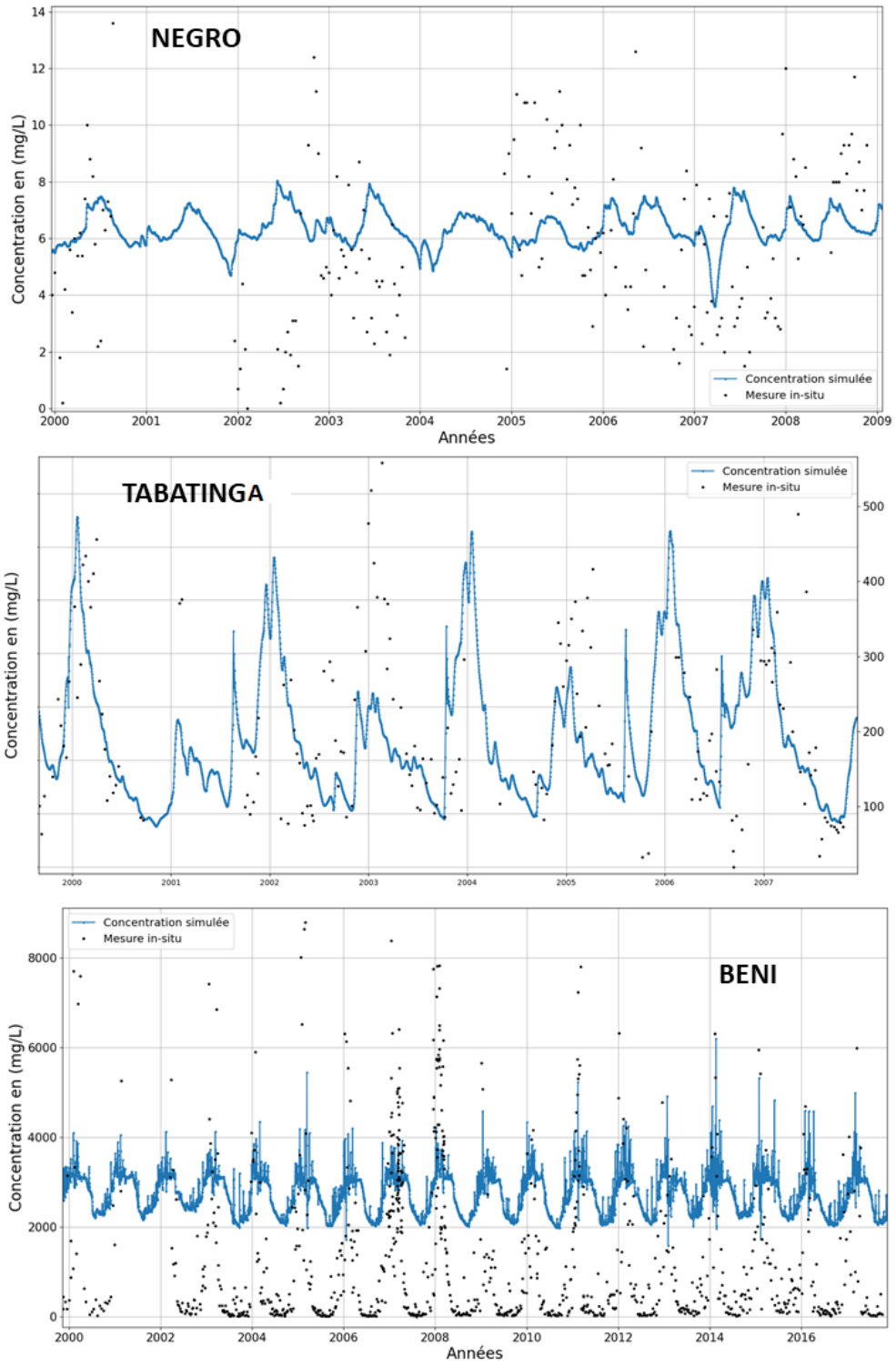


FIGURE 4.5 – Comparaisons entre les concentrations journalières de MES fines simulées par le modèle et celles des stations de mesure HyBAM entre 2000 et 2018.

Les eaux du Rio Negro sont très pauvres en matières en suspension ; tout juste une dizaine de mg/L. Malgré ceci, nous avons inclus cette station dans la modélisation, sans passer d'effort dans le calage des résultats, pour s'assurer que les concentrations simulées demeuraient dans la gamme des observations ; ce qui est le cas.

En ce qui concerne la station de Tabatinga, bien que les résultats semblent relativement satisfaisants NSE = -0,05 - R^2 = 0,49 - pbiais = -7,60 - RMSE = 106 - KGE = 0,44 - RSR = 0,97, ils n'en demeurent pas moins intéressants à analyser. En effet, le bief concerné fait partie de la section Solimões et présente alors les mêmes dynamiques. Ceci se retrouve d'ailleurs dans la dynamique des concentrations en MES pour les mesures in situ ; avec une chute des concentrations lors de la mise en eau du lit majeur. Néanmoins, ce graphique est important car il permet de mettre l'accent sur le fait que, pour ce type de bassin, l'inondation tient également un rôle prépondérant dans le débit solide. Par exemple, en 2005, l'inondation est moins importante et moins marquée que d'ordinaire (on observe d'ailleurs une allure bimodale de la quantité d'eau stockée cette année). De plus, ce graphique permet de montrer une partie des limites du modèle, notamment le fait qu'un modèle reste une représentation de la réalité, tributaire des hypothèses posées. Dans le même temps, ceci permet de mettre en exergue la limite d'avoir intégré une transition mathématique entre les deux coefficients de capacité de transport lors de l'inondation ; et ainsi la nécessité de relier ce phénomène à une variable physique telle que l'augmentation de la surface en eau du lit majeur. Dans le modèle, ceci se traduit par des transitions brutales dans les concentrations simulées (cf : fin 2005 ou mi-2006).

Enfin, la modélisation pour le Béni reste acceptable NSE = -0,36 - R^2 = 0,48 - pbiais = 98 - RMSE = 2177 - KGE = 4,27 - RSR = 1,16. On remarque que la temporalité de la dynamique des MES est tout de même relativement bien respectée. Toutefois, l'amplitude des valeurs est mauvaise avec une nette surestimation lors des périodes d'étiage et une mauvaise estimation des pics lors des hautes eaux. Cette représentation est liée avant tout à une mauvaise estimation du débit (cf Chapitre 3) sur cette station avec une difficulté non dépassée de modéliser correctement le débit de base du bassin.

Station	NSE	R^2	pbiais	RMSE	KGE	RSR
Ucayali	0.41	0.70	19.26	555	0.53	0.76
Marañon	-3.11	0.12	79.72	1380	0.01	2.02
Porto Velho	0.34	0.74	32.54	278	0.53	0.81
Solimões	0.26	0.62	3.41	56.44	0.65	0.85
Madeira	-1.25	0.59	90.65	230	0.16	1.50
Óbidos	-0.34	0.67	46.86	62.78	0.50	1.15
Negro	-0.08	-0.10	5.53	3.65	-3.66	1.04
Tabatinga	0.05	0.49	-7.60	106	0.44	0,97
Beni	-0.36	0.48	98	2177	-4.27	1.16

TABLE 4.2 – Valeurs des indices de satisfaction pour l'ensemble des stations de qualité de l'eau HyBAM.

Les stations de mesures in situ du réseau HyBAM ont permis de calibrer les concentrations de MES du projet. Les paramètres de capacité de transport de chaque station de calibration ont ensuite été rétropropagés vers l'amont jusqu'à la station de mesure précédente. La Figure 4.6 présente l'ensemble des stations virtuelles MODIS utilisées. L'objectif de la démarche ici n'était pas de densifier au maximum le réseau de stations virtuelles disponibles, malgré le fait que cet exercice reste très intéressant et important. Le but premier est de vérifier la validité du module sédimentaire au niveau des zones non couvertes par le réseau de mesure in situ. Typiquement, il s'agit des grands tributaires tels que le Purus, le Jurua, le Japura et autres. Dans un autre temps, nous avons voulu nous assurer que les bilans en sorties des Andes étaient également corrects. C'est pour cette raison que nous avons placé des stations virtuelles vers les exutoires des affluents du Madeira : Madre de Dios, Beni, Mamore et Guaporé ainsi qu'une station après la confluence entre l'Ucayali et le Marañon. Enfin, nous avons utilisé une station virtuelle au niveau d'Obidos afin de garantir une cohérence entre les données issues de la télédétection et les mesures in situ.

Par ailleurs, le choix de ces stations prend également en compte les limitations intrinsèques liées aux capteurs de MODIS. En effet, les pixels des images acquises ont une résolution nominale de 250 m. De ce fait, nous avons pris soin de choisir des stations virtuelles dans le cas où la largeur des rivières dépassait au moins 300 m. Enfin, nous avons décidé de ne traiter les séries temporelles que sur la période 2008 - 2018 afin de rester cohérents avec les périodes utilisées lors de la comparaison avec les données altimétriques. Enfin, nous rappelons que les comparaisons sont effectuées au pas de temps mensuel.

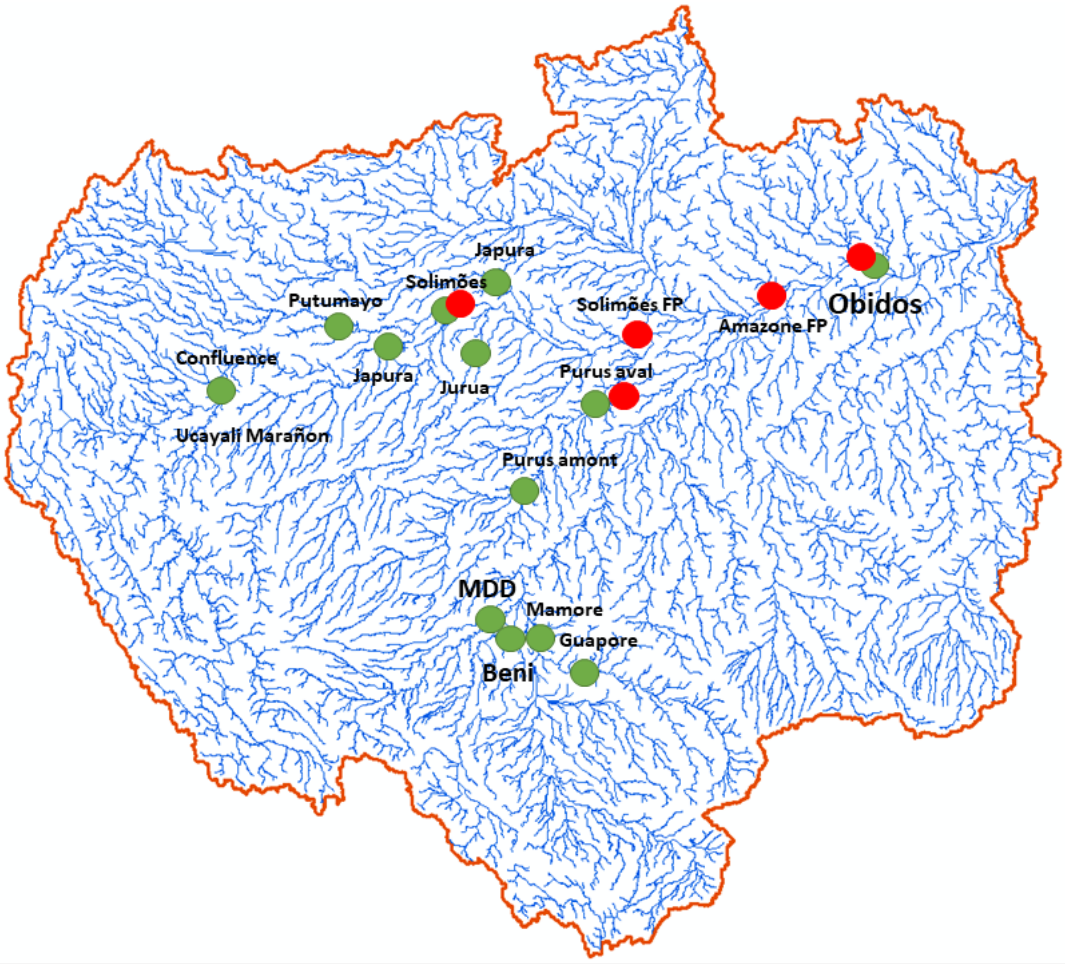


FIGURE 4.6 – Localisation des stations virtuelles MODIS dans le cours d'eau (vert) et dans la plaine d'inondation (rouge) mises en place lors du projet.

La Figure 4.7 présente la comparaison entre les concentrations de MES fines simulées par le modèle et celles issues du traitement des images MODIS au niveau de la station d'Óbidos. Comme dit précédemment, nous avons choisi de placer une station virtuelle ici afin de nous assurer de la cohérence des données de télédétection avec les données in situ ; cette station joue ainsi un rôle de témoin. Les indicateurs numériques pour cette station sont globalement satisfaisants : NSE = -0,22 - R^2 = 0,62 - pbiais = 24,22 - RMSE = 56,71 - KGE = 0,58 - RSR = 1,10. En effet, on peut remarquer sur la figure que la dynamique temporelle est bien représentée avec en plus, une bonne estimation des valeurs lors des étiages et des pics de crue.

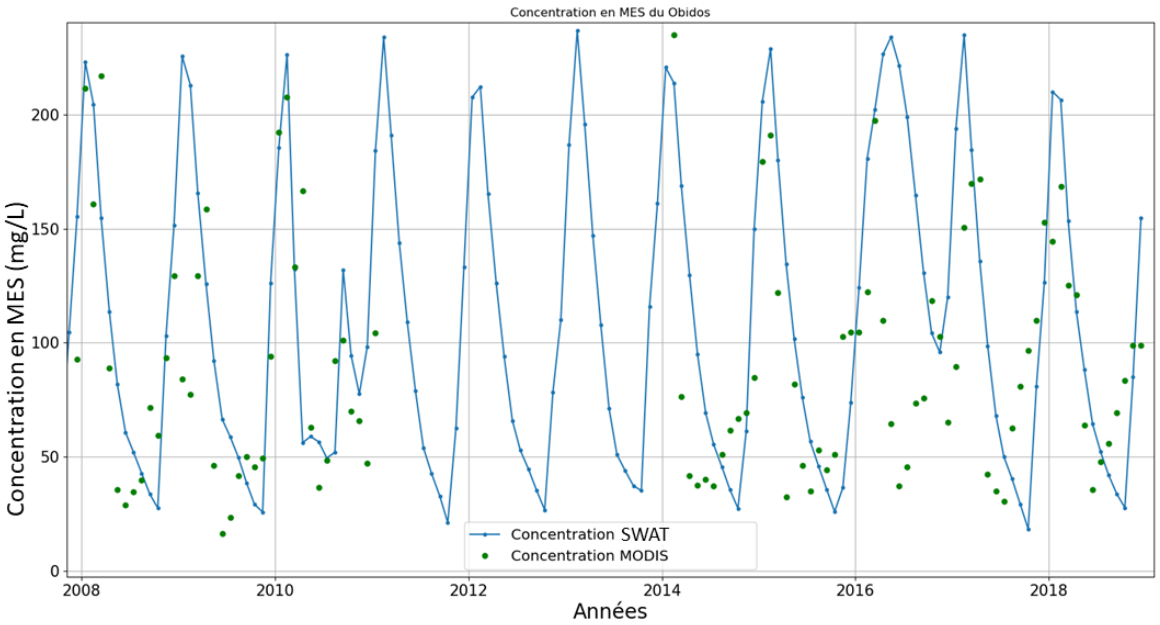


FIGURE 4.7 – Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de la station d'Obidos (2008 - 2018).

La Figure 4.8 présente la comparaison entre les concentrations de MES fines simulées par le modèle et celles issues du traitement des images MODIS au niveau de la confluence entre les rivière Ucayali et Marañon. Cette station virtuelle tient une importance non négligeable dans la mesure où elle permet de s'assurer de la validité des flux de MES fines sortant des Andes péruviennes. Les indicateurs numériques pour cette station sont relativement satisfaisants : NSE = -1,50 - R^2 = 0,65 - pbiais = 59,34 - RMSE = 763 - KGE = 0,48 - RSR = 1,57. De plus, on peut se rendre compte via l'allure de la courbe qu'à la fois la temporalité et l'amplitude des concentrations modélisées sont en accord avec les observations. On peut toutefois se rendre compte que le modèle parait surestimer les concentrations en MES dans le cas des concentrations les plus élevées, certaines années (les dernières notamment). Sans mettre de côté l'hypothèse que le le modèle puisse être faux, il est également important de questionner la validité des données lors des épisodes de crues où la couverture nuageuse est généralement plus importante ; ce qui conduit fatalement à moins d'images disponibles.

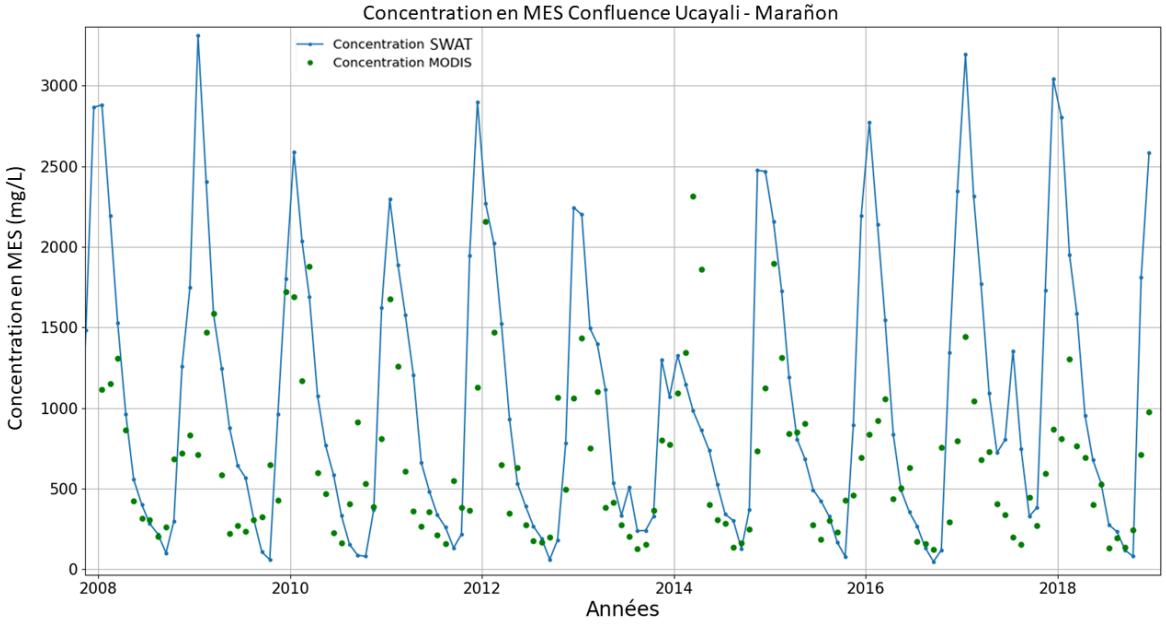


FIGURE 4.8 – Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de la confluence entre le Marañon et l'Ucayali (2008 - 2018)

La Figure 4.9 présente la comparaison entre les concentrations en MES fines simulées par SWAT-FP et celles retrouvées via MODIS au niveau de l'exutoire du bassin du Béni. Les indicateurs numériques de satisfaction sont : NSE = -2,62 - R^2 = 0,12 - pbiais = -24,72 - RMSE = 969 - KGE = -0,19 - RSR = 1,89. Ici, la simulation apparaît comme très peu satisfaisante ; le problème majeur étant une sous estimation des concentrations lors des périodes d'étiage. Cela vient principalement du fait que l'hydrologie est mal représentée pour ce bassin, notamment en période de basses eaux. Parallèlement, même si les valeurs des intégrales de chaque courbe ont sensiblement les mêmes valeurs, on peut s'attendre à des estimations différentes en termes de flux de MES fines exportés par ces bassin. Cependant, le fait que les concentrations simulées en MES au niveau de la station de Porto Velho (qui mutualise les affluents du Béni, Madre de Dios, Mamore et Guaporé) soient en accord avec les observations in situ, tend à nous faire penser que cet écueil dans le modèle est compensé, ou l'effet est dilué, plus en aval dans le linéaire fluvial.

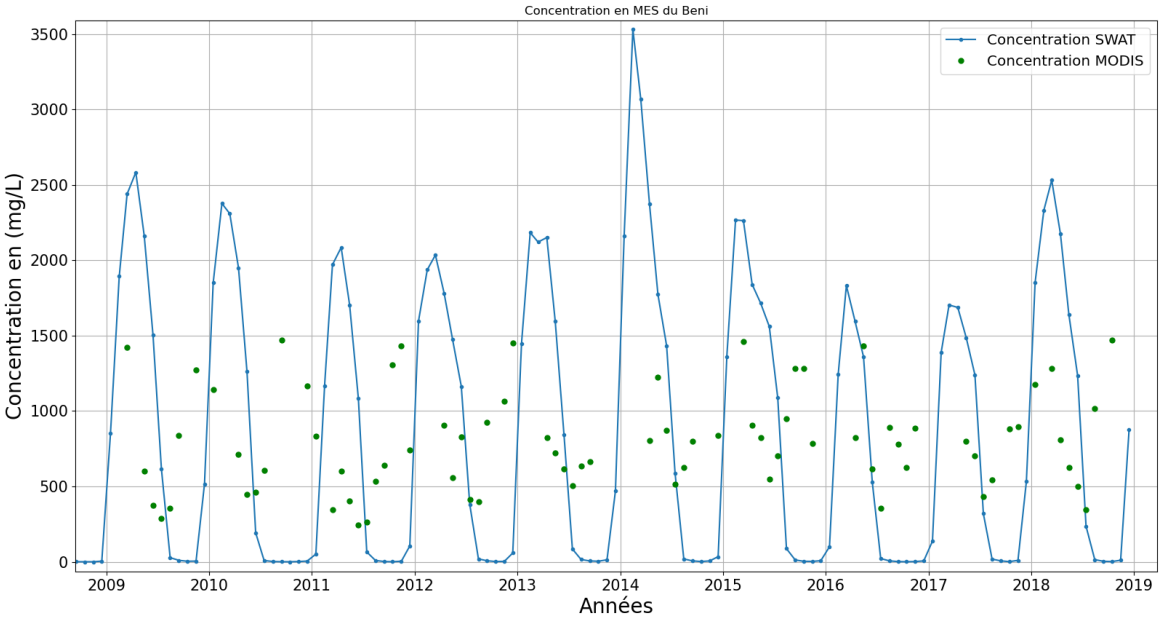


FIGURE 4.9 – Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS à l'exutoire du Beni (2008 - 2018).

La Figure 4.10 présente la comparaison entre les concentrations en MES fines simulées par SWAT-FP et celles retrouvées via MODIS au niveau de l'exutoire du bassin du Mamore. Les indicateurs numériques de satisfaction sont : NSE = -0,27 - R^2 = 0,31 - pbiais = 8,44 - RMSE = 415 - KGE = 0,31 - RSR = 1,12. La simulation est globalement satisfaisante d'après ces indices et l'allure du graphique montre que la modélisation est plutôt bonne. La temporalité ainsi que l'amplitude des concentrations sont bien respectées. On peut toutefois objecter une légère différence en ce qui concerne les concentrations les plus faibles. Il semble que les mimina soient atteints environ un mois plus tôt pour les concentrations issues de MODIS. Toutefois, sans station de mesure au sol, il serait déraisonnable de trancher en faveur des observations satellites ou du modèle. L'important dans ce cas est que le modèle demeure dans la gamme des observations et que les tendances des concentrations soient les mêmes.

La Figure 4.11 présente les comparaisons entre les concentrations de MES fines simulées par le modèle et celles issues du traitement des images MODIS au niveau des stations du bassin du Guaporé, une station du Solimões, une station du Purús amont et enfin le bassin du Putumayo. Pour la station Guaporé, les indices statistiques valent NSE = -0,35 - R^2 = 0,57 - pbiais = 5,05 - RMSE = 131 - KGE = -0,21 - RSR = 1,15. Ces indicateurs de

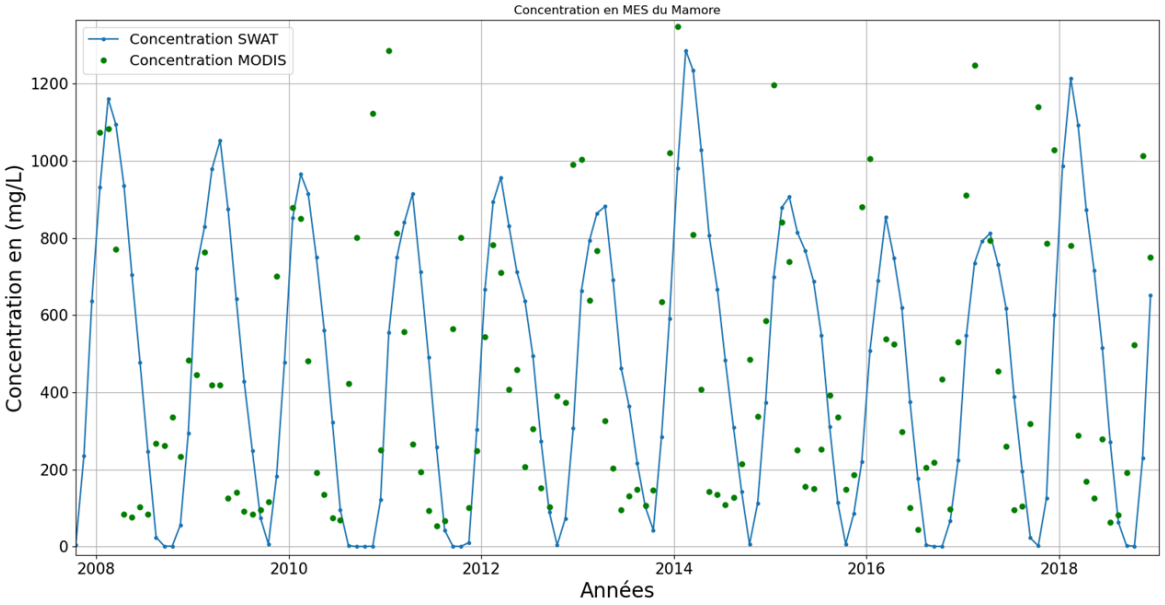


FIGURE 4.10 – Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de l'exutoire du Mamore (2008 - 2018).

qualité laisserait penser que la simulation est insatisfaisante. Cependant, on peut remarquer que la temporalité est relativement bien représentée entre les concentrations observées et modélisées. Dans le même temps, la gamme des concentrations est aussi bien respectée avec les valeurs simulées minimales à l'étiage, et maximales durant les hautes eaux en accord avec les observations. Enfin, il est important de noter que cette station renvoie au bassin versant du Guaporé. Pour rappel, cet affluent fait partie des "Rios Azuis", dont les eaux sont caractérisées par une faible teneur en sédiments. Dans notre cas, les concentrations moyennes annuelles sont autour de 150 mg/L. Il reste important de se questionner sur la véracité des observations issues des images MODIS. En effet, on pourrait s'attendre à une teneur en MES comparable au Rio Negro (i.e de l'ordre de quelques mg/L). Dans cette situation, on peut envisager que le modèle et les observations sont effectivement en accord et représentent bien la réalité ou, le cas échéant, que les deux sont faux. Toujours est-il, sans station de mesure in situ, il est difficile, de notre point de vue, d'être assertif sur la valeur de ces résultats.

Pour la station Solimões, les indices de qualité sont : NSE = -0,24 - R^2 = 0,61 - pbiais = 17,56 - RMSE = 23,98 - KGE = 0,52 - RSR = 1,15. Dans l'ensemble, les résultats sont très satisfaisants. La temporalité de la simulation est bien respectée, avec notamment une bonne estimation des concentrations lors de la montée des eaux et également lors de la décrue.

On note également que les amplitudes des concentrations modélisées sont en accord avec les observations. Ceci permet alors de valider le modèle pour le Solimões, ou tout du moins, la partie entre la station de Manacapuru et cette station virtuelle.

Pour la station Purús amont, et pour la station Putumayo les indices de qualité sont respectivement : NSE = -0.36 - R^2 = 0.51 - pbiais = 34.71 - RMSE = 397 - KGE = -0.39 - RSR = 1.16 / NSE = -0.01 - R^2 = 0.35 - pbiais = 18.78 - RMSE = 252 - KGE = 0.02 - RSR = 1.00. Les résultats sont globalement satisfaisants. La simulation respecte correctement la dynamique des observations, avec une bonne estimation des concentrations pendant la montée et la baisse des niveaux d'eau. De plus, les concentrations modélisées correspondent aux observations, en termes d'amplitude.

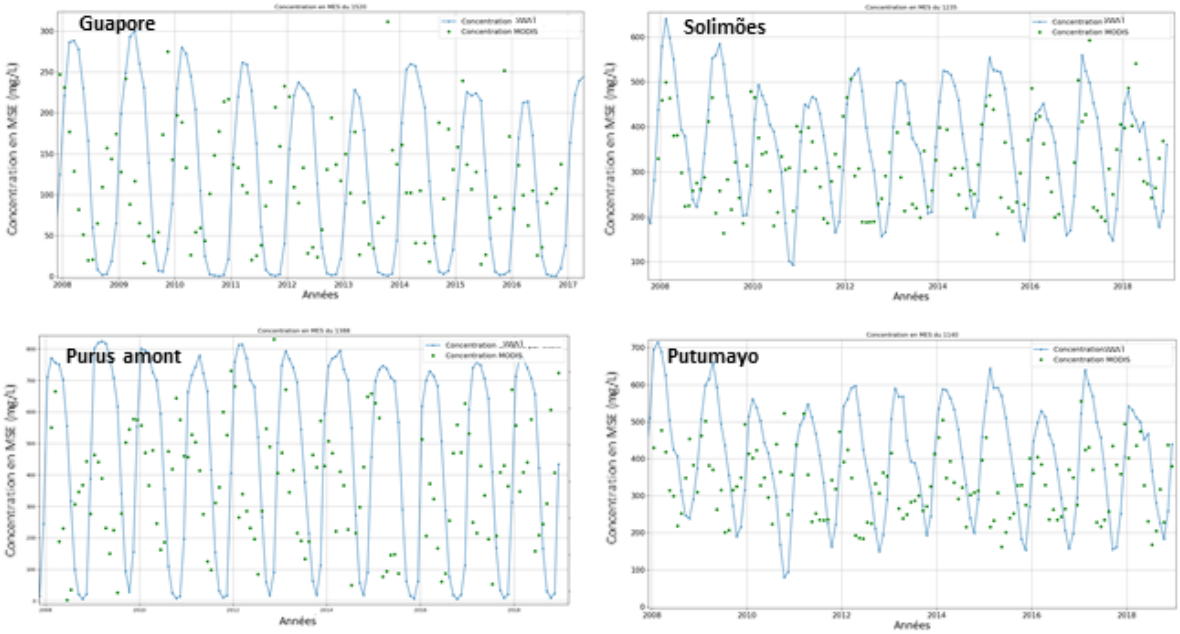


FIGURE 4.11 – Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS pour les stations (2008 - 2018).

Pour la suite des descriptions, le lecteur aura compris que nous nous attachons avant tout sur la cohérence des gammes observées et simulées ainsi que la temporalité. Nous ne nous attarderons seulement sur des points qui méritent d'être relevés. La Figure 4.12 présente les comparaisons entre les concentrations de MES fines simulées par le modèle et celles issues du traitement des images MODIS au niveau du bassin du Juruá, une station du Purús aval, le bassin Madre de Dios et enfin le bassin Japurá. Pour la station Juruá, les indices de qualité sont : NSE = 0,02 - R^2 = 0,32 - pbiais = -74,73 - RMSE = 2808 - KGE = -0,63 - RSR = 0,97. On peut noter sur cette station virtuelle que la densité des points observés est plus faible que la normale. En outre certaines années (2010 et 2017) ne présentent qu'une seule valeur au cours de l'année. Le Juruá semble être un cas difficile dans le cas de l'observation des concentrations de MES par satellite. Tout d'abord, le cours d'eau est relativement petit, avec une largeur de l'ordre de 400 m, ce qui peut entraîner un mélange spectrale entre les pixels de rivière et ceux des berges. Ainsi, la plupart des images de la série temporelle associée sont classés "*Flag 3*", et ont donc été retirées de l'analyse. Ceci pourrait également être dû à une couverture nuageuse trop importante ou une réflection directe de la lumière du soleil sur l'eau.

Pour la station Purús aval, les indices de qualité sont : NSE = -2,30 - R^2 = 0,06 - pbiais = 14,18 - RMSE = 135 - KGE = 0,02 - RSR = 1,00.

Pour la station Madre de Dios, les indices de qualité sont : NSE = -4,40 - R^2 = 0,43 - pbiais = -5,32 - RMSE = 119 - KGE = 0,14 - RSR = 2,31. Encore une fois, pour un affluent provenant des Andes, les modèles assument des concentrations lors des basses eaux plus faibles que les observations satellites. Toutefois, l'ensemble des résultats de ces tributaires ainsi que la qualité de la représentation à Porto Velho nous permettent de valider la modélisation pour les affluents andins du Madeira, d'autant plus durant les périodes de hautes eaux.

Pour la station Japurá, les indices de qualité sont : NSE = -1,38 - R^2 = 0,10 - pbiais = 23,04 - RMSE = 177 - KGE = -0,10 - RSR = 1,53. L'analyse de ce graphique est compliquée. En effet, les données issues de MODIS semblent, certaines années, être chaotiques et ne pas suivre une cyclicité bien définie. Pourtant, les caractéristiques de la rivière sont favorables à l'exploitation des données MODIS (largeur supérieure à 1 km). De plus, nous avons également testé une autre équation plus générale (Fassoni-Andrade and Paiva, 2019) reliant les concentrations en

MES avec les réflectances ; sans aucune amélioration des résultats. Dans cette situation, il semble très compliqué de dire qui du modèle ou des observations spatiales se rapprochent le plus de la réalité, sans aucune mesure in situ. On peut toutefois noter que les gammes de concentrations sont globalement similaires, même si celles du modèle semblent un peu supérieures.

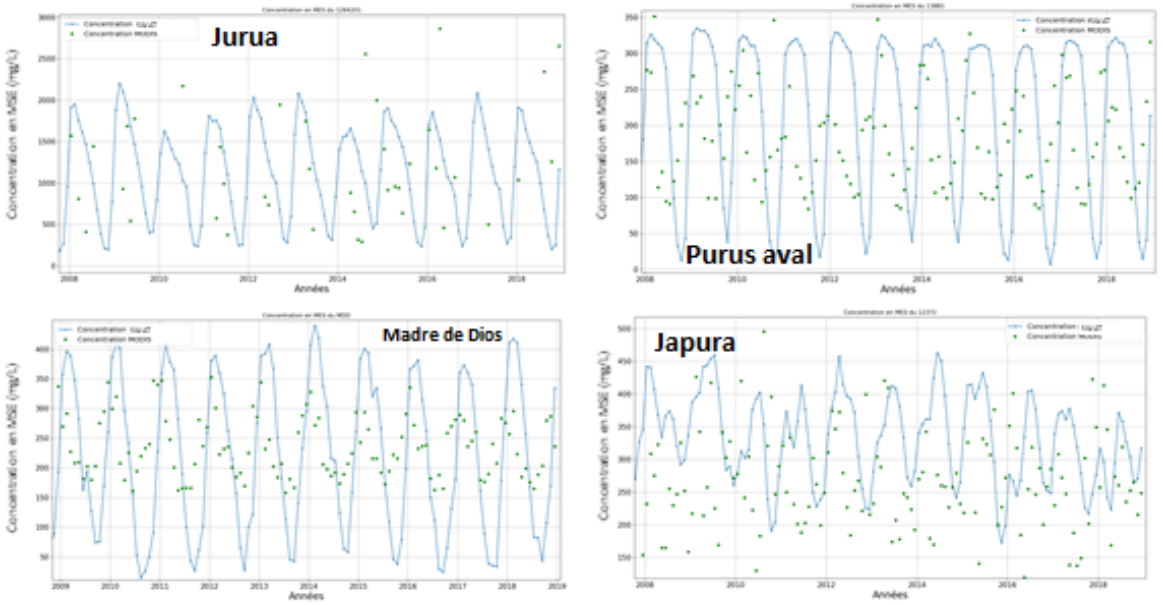


FIGURE 4.12 – Comparaison entre les concentrations mensuelles en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS pour les stations (2008 - 2018).

4.4.2 Résultats dans les plaines d'inondation.

La mise en place des stations virtuelles permettant la validation des concentrations en MES dans les plaines d'inondation nécessitent de respecter plusieurs critères. Tout d'abord, MODIS délivrant des images optiques, il est primordial que la zone alluviale soit une surface en eau libre, et donc non couverte par de la forêt alluviale. Enfin, la zone doit être suffisamment grande pour pouvoir accueillir au moins plusieurs pixels de MODIS (250 m de côté). De ce fait, nous nous sommes principalement concentrés au niveau du cours d'eau principal de l'Amazone - Solimões, où la plaine d'inondation (*varzea* ou basse terrasse) offre une zone idéale pour réaliser cet exercice. Dans celui-ci, nous n'avons utilisé que les indicateurs KGE, RSR et pbiais, qui apparaissent comme les plus pertinents, afin de déterminer la qualité de la

modélisation. Les Figures 4.14 à 4.17 présentent les comparaisons au pas de temps mensuel sur la période 2008 - 2018 entre les concentrations en MES fines simulées par le modèle et celles issues des images MODIS au niveau de la station d'Obidos, sur le Purús, avant la confluence entre le Purús et le Solimões, au niveau du Solimões, au niveau de l'Amazone avant la confluence avec le Madeira.

Les indicateurs pour la station d'Óbidos sont : KGE = -0,57, RSR = 1,19 et pbiais = -23,91. Il est difficile de qualifier ce graphique : les deux séries de données présente la même gamme de valeurs ainsi qu'une même forme d'hyperbole ce qui implique qu'il y a deux pics de concentrations. Au début et à la fin de l'inondation, lorsque les MES sont apportées ou remises en suspension dans la plaine.

Pour le Purús, les indices sont : KGE = -0,13, pbiais = -13,14 et RSR = 1,22. Ces indicateurs sont satisfaisants. Sur le graphique, les valeurs simulées sont dans la même gamme que les observations et la temporalité semble similaire.

Pour la confluence Purús - Solimões : KGE = -0,50, pbiais = 142 et RSR = 2,17. Ici encore, la qualité de la modélisation est discutable : bien que les valeurs simulées soient dans la même amplitude que les observations, il est compliqué de valider la temporalité, si les observations en possèdent une.

Sur la plaine du Solimões, les indicateurs statistiques sont : KGE = -0,21, pbiais = -36,81 et RSR = 0,98. Ici, la modélisation semble relativement correcte. On peut noter une divergence des résultats lors des basses eaux. Là où le modèle considère que la plaine est vide, donc pas de concentration, les observations semblent indiquer la présence d'eau.

Enfin, sur la plaine au niveau de l'Amazone : KGE = -0,17, pbiais = 20,17 et RSR = 1,64. La simulation apparait ici comme relativement satisfaisante sur le graphique : les valeurs simulées sont bien dans la gamme des observations et les variations temporelles sont bien respectées.

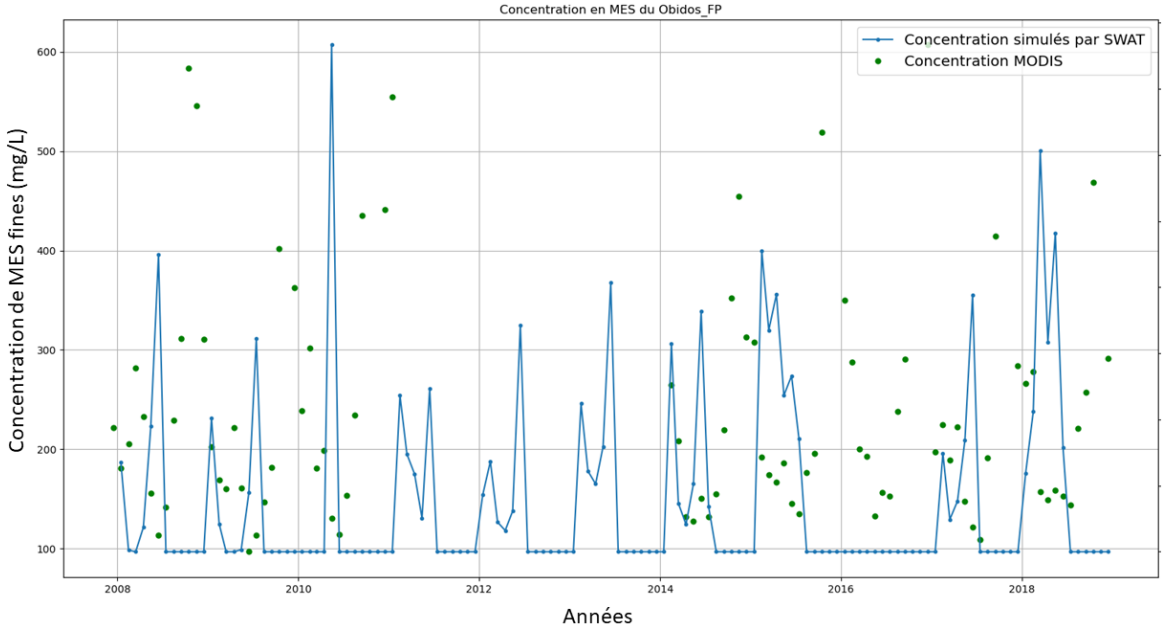


FIGURE 4.13 – Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau d'Obidos (2008 - 2018).

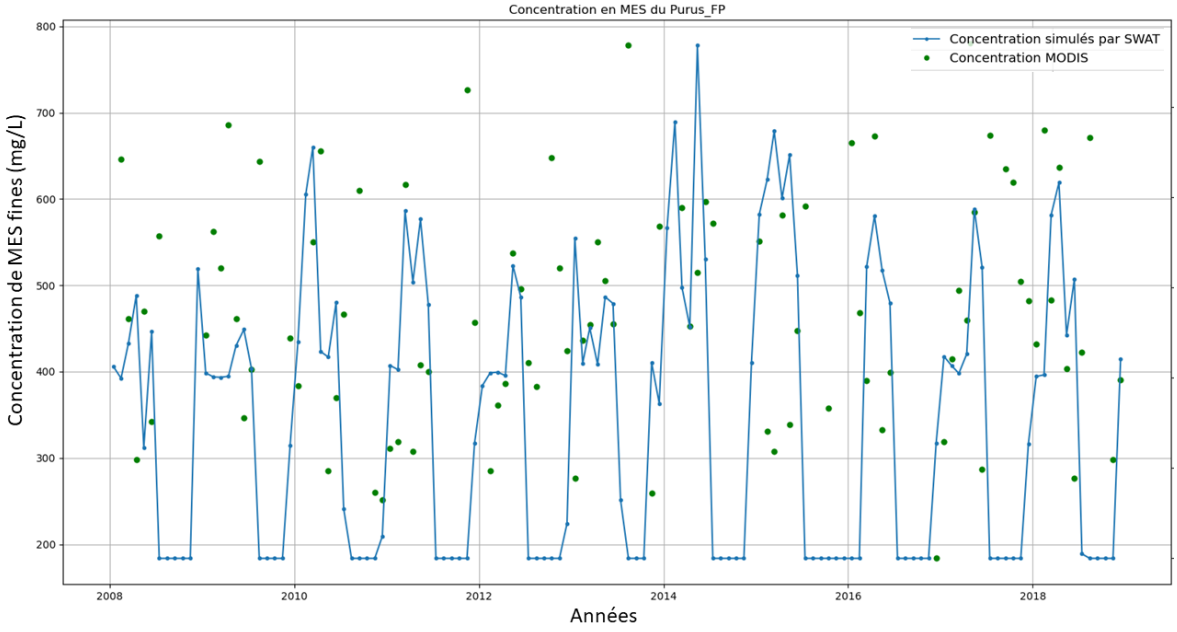


FIGURE 4.14 – Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau du Purús (2008 - 2018).

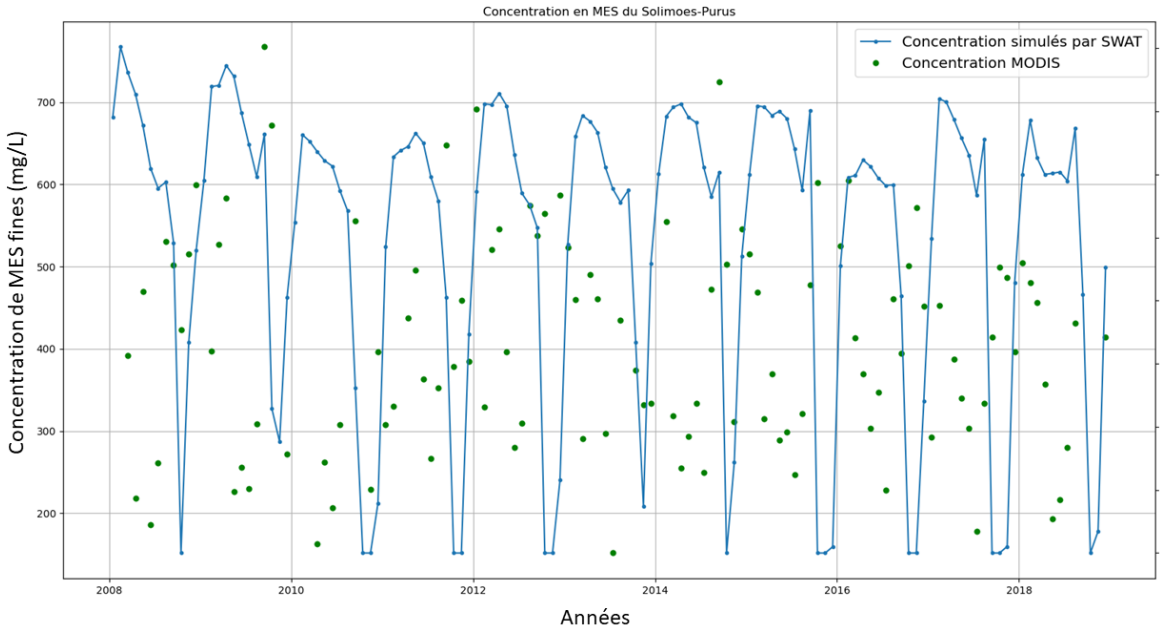


FIGURE 4.15 – Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel avant la confluence entre le Purús et le Solimões (2008 - 2018).

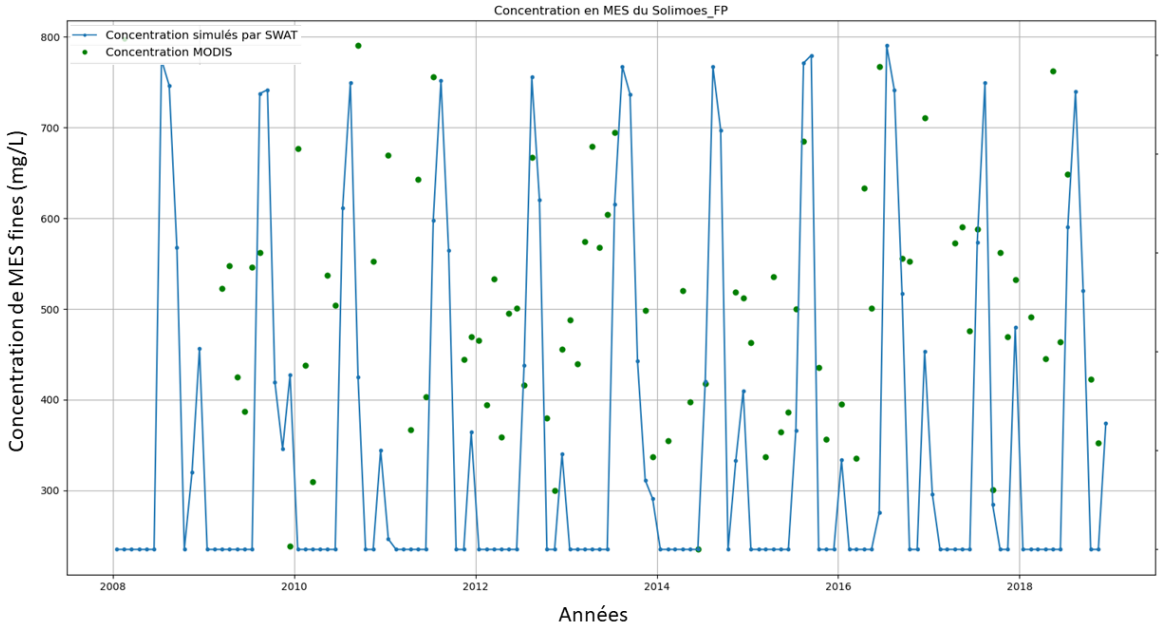


FIGURE 4.16 – Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau du Solimões (2008 - 2018).

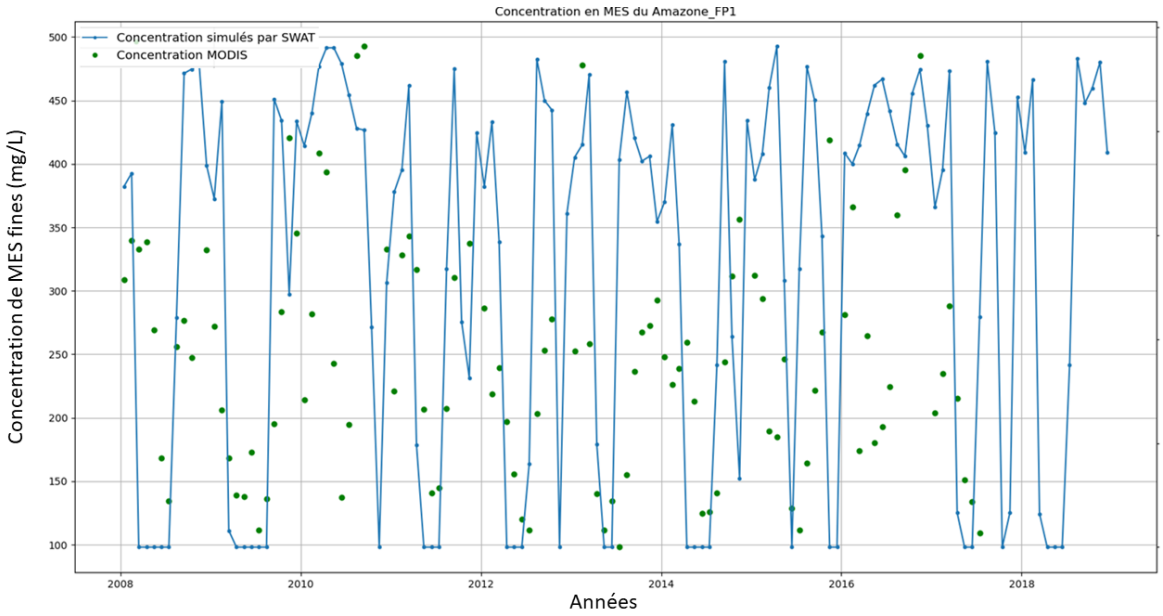
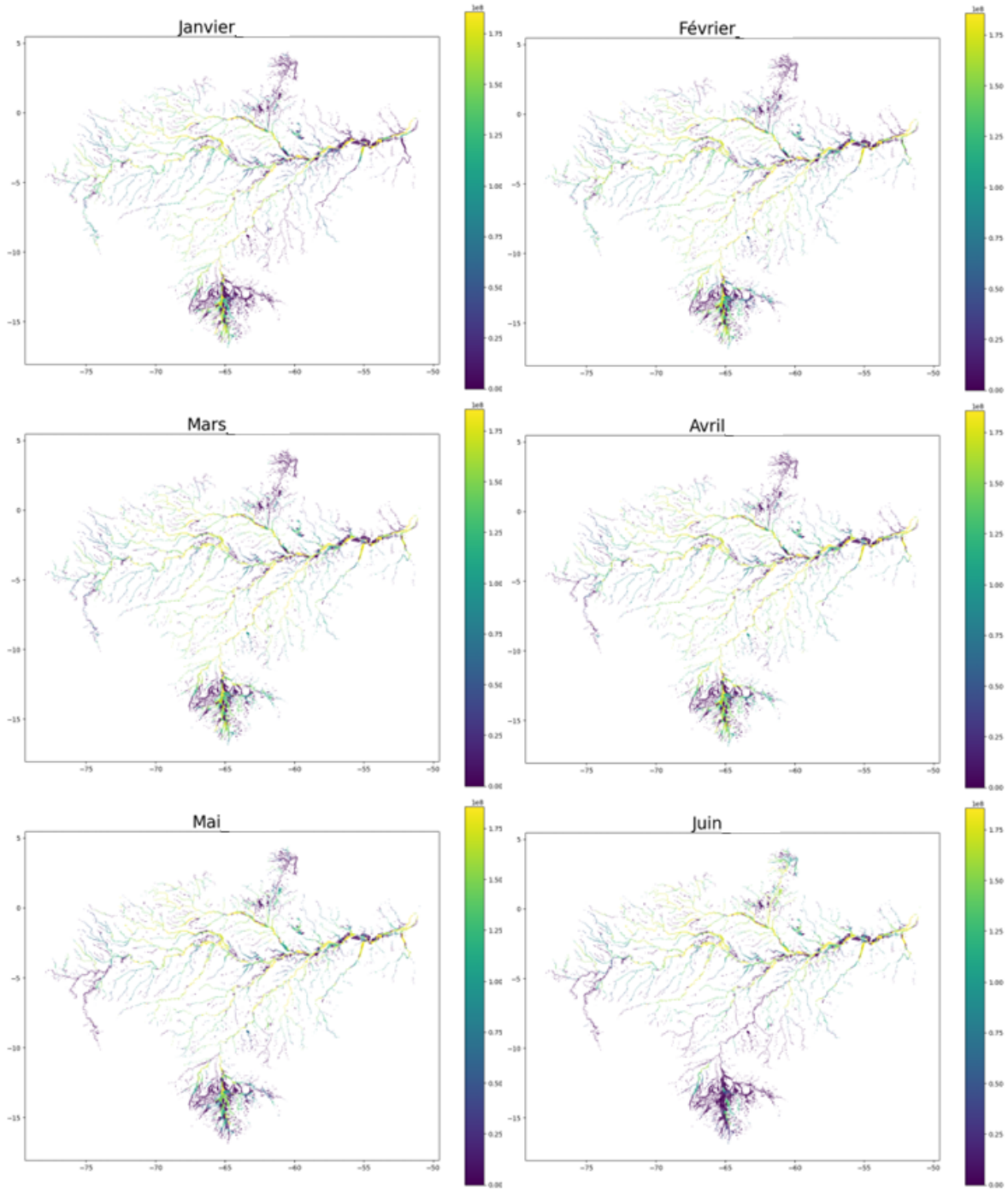


FIGURE 4.17 – Comparaison entre la concentration en MES fines simulée dans la plaine d'inondation (bleu) et les concentrations établies par traitement des images MODIS (vert) au pas de temps mensuel au niveau de l'Amazone avant la confluence avec le Madeira (2008 - 2018).

L'analyse de ces quelques stations virtuelles de qualité de l'eau met en évidence la difficulté de l'exercice et l'inconsistance de la qualité des comparaisons. Toutefois, le modèle peut permettre d'approcher les dynamiques globales, ainsi la Figure 4.18 présente les dynamiques spatiales des MES fines dans les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone. Il s'agit ici des moyennes mensuelles des cumules journaliers inter annuelles de la quantité de MES fines présentes dans les plaines alluviales sur la période 2000 - 2018. Par construction, les dynamiques temporelles de MES dans les plaines sont identiques à celles des volumes inondés, cependant ce n'est pas le cas au niveau des quantités. Tout d'abord, cette représentation permet de mettre en exergue les plaines qui se comportent comme des lacs : où les MES sont en quantité toute l'année ; c'est notamment le cas sur la partie Nord-Ouest du bassin. Ainsi, en couplant cela avec les informations de la Figure 4.19 qui présente les quantités de MES fines (tonnes) dans les plaines d'inondation à l'échelle du bassin de l'Amazone et de ses principaux affluents, ceci permet de considérer le fonctionnement particulier de chaque système, selon la construction du modèle SWAT-FP.


Janvier
Février
Mars
Avril
Mai
Juin

.

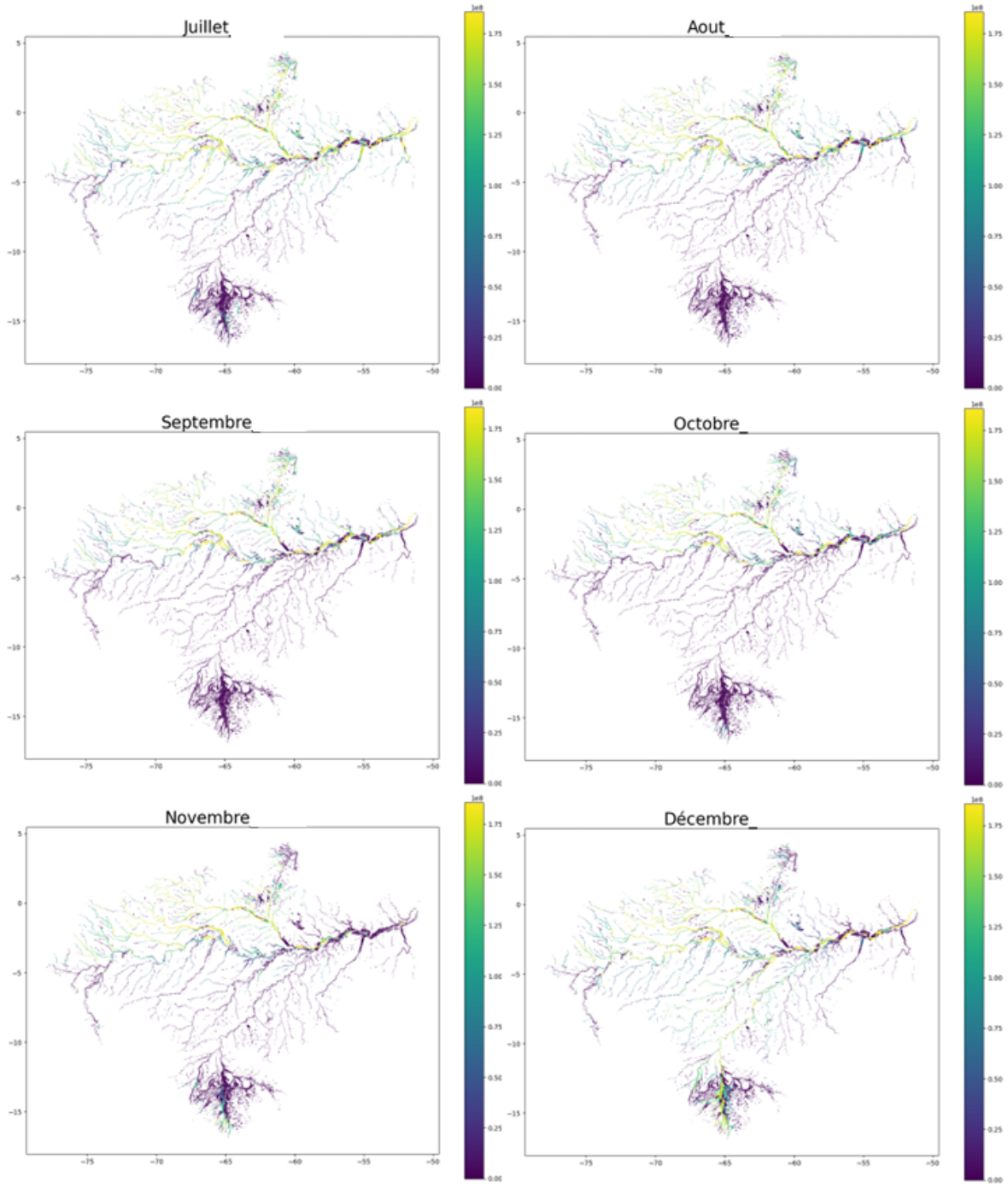


FIGURE 4.18 – Moyenne mensuelle des cumulés journaliers inter annuelle des quantité de MES fines (en tonnes) dans les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone sur la période 2000 - 2018.

.

La Figure 4.19 expose la quantité journalière de MES fines en tonnes dans les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone et de ses principaux affluents. La dynamique des MES fines dans la plaine d'inondation est intimement liée à la dynamiques des inondations (cf. Fig. 3.15). Les deux dynamiques sont ainsi relativement similaires. La quantité de MEs fines dans les plaines, à l'échelle de tout le bassin n'est jamais nulle. Par ailleurs, les systèmes du Madeira et du Negro sont également antagonistes avec des fonctionnements inverses. Lorsque le Madeira a son pic de quantité de MES fines dans les plaines, le Negro est généralement à son minimum, et inversement. Les sous bassins du Purús, de l'Ucayali, du Marañon et du Tapajos possèdent également une quantité des MES fines dans leurs plaines moins importante que les autres sous bassins. On rappelle qu'en ce qui concerne les volumes d'eau stockés dans la plaine d'inondation, le Negro et le Madeira constituent les systèmes qui contribuent le plus au stock en eaux libres de tout le bassin. Ils sont suivis par la branche principale du fleuve. Dans le cas des MES fines dans la plaine, c'est système Amazone-Solimões qui prend la première place.

En ce qui concerne les flux annuels de MES dans les plaines d'inondation entre 2000 et 2018, c'est alors plus de 8700 $\pm$ 860 Mt de MES fines qui transitent sur l'ensemble des plaines du bassin versant de l'Amazone, avec des pics journaliers pouvant atteindre 44 Mt des MES fines dans les plaines d'inondation. La branche principale du fleuve voit un transit annuel d'environ 3000 $\pm$ 330 Mt de MES fines, soit 35% de tout le bassin. Au maximum de l'inondation, c'est environ 15 Mt de MES fines qui sont présentes dans ces plaines d'inondation. En ce qui concerne les bassins du Negro et du Madeira, ces derniers totalisent un transport de 1900 $\pm$ 300 Mt/an et 1100 $\pm$ 240 Mt/an de MES fines dans leurs plaines d'inondation, soit respectivement 22% et 13% de tout le bassin. À eux seuls, ces trois systèmes représentent 70% des MES fines qui sont présentes dans les plaines d'inondation de tout le bassin versant de l'Amazone. Par ailleurs, on peut noter que les pics de MES fines en plaines sont plus importants sur le Madeira, environ 12 Mt par jours, que pour le Negro qui culmine à 10 Mt par jour au maximum. Enfin, le bassin versant du Purús ainsi que les deux bassins péruviens de l'Ucayali et du Marañon ont un transit annuel d'environ 540 Mt pour le premier et de 210 Mt pour les seconds.

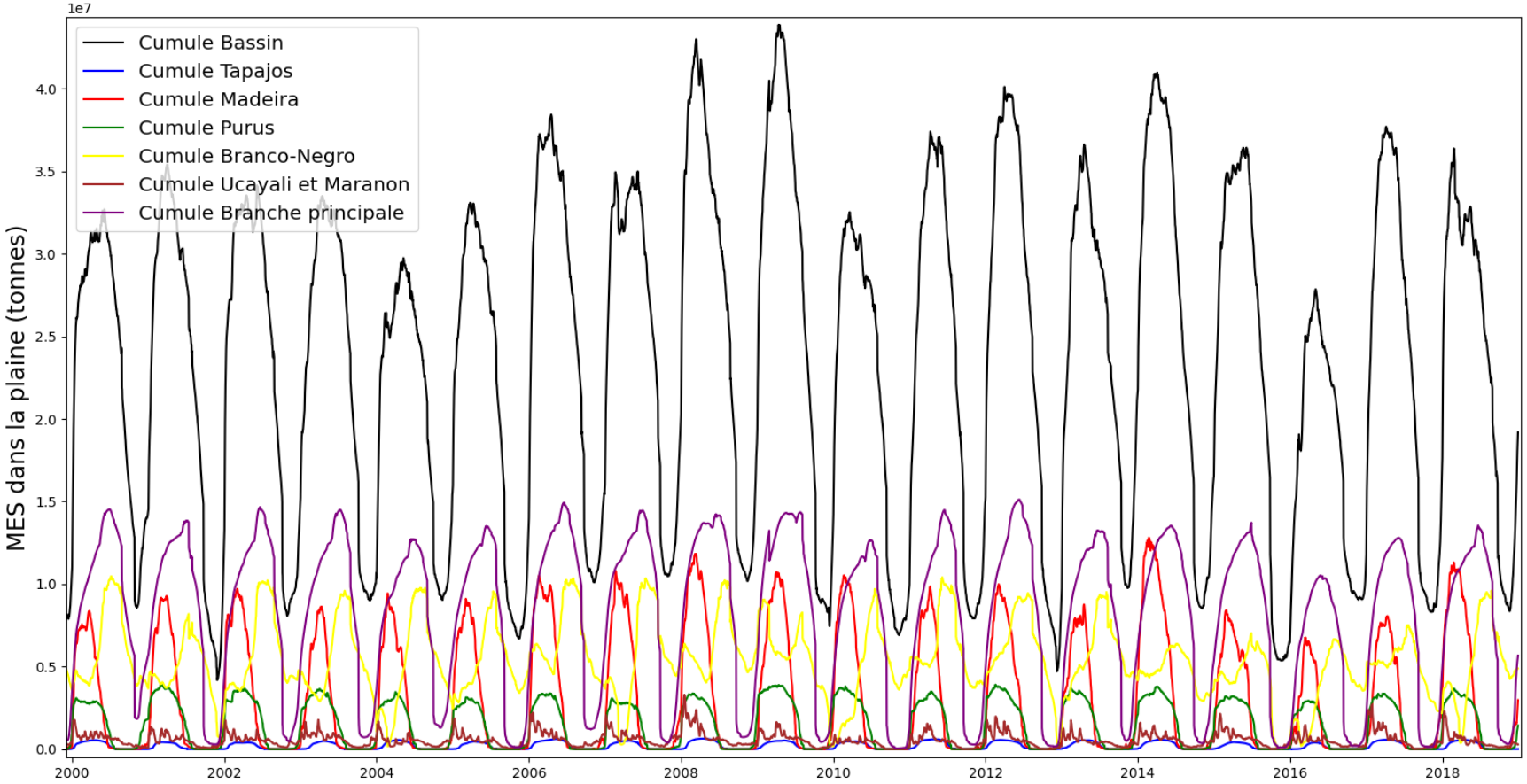


FIGURE 4.19 – Dynamique des MES fines dans les plaines d'inondations (en tonnes) au pas de temps journalier entre 2000 et 2018 pour l'ensemble de bassin-versant de l'Amazone et ses principaux affluents.

4.5 Les flux de matières en suspension fines à l'échelle du bassin versant.

La dynamique des sédiments des rivières amazoniennes est particulière. Cela tient notamment fait que l'inondation joue un rôle prépondérant dans les flux d'eau et de matière. La Figure 4.20 présente la relation entre le débit dans le cours d'eau et la concentration en MES fines. Le code couleur employé fait référence au jour de l'année. Cette relation fait clairement apparaître une hystérésis horaire de forme triangulaire, avec des relations spécifiques renvoyant aux différents stades hydrologiques du cours d'eau. Tout d'abord, on peut observer deux voire trois relations *quasi* linéaires entre les débits et les concentrations en MES. Celle qui constitue la base du triangle correspond aux débits post inondation et d'étiage. La pente de la courbe est relativement faible. Si l'on devait extrapoler ce fait, on pourrait faire l'hypothèse que durant cette période, soit la puissance de la rivière est insuffisante pour transporter efficacement les sédiments, soit au contraire, le matériel sédimentaire est peu mobilisable. En effet, une grande variation des débits entraîne dans ces conditions, une faible variation de la concentration. À l'inverse, lors de la période de montée des eaux, la pente des courbes est beaucoup plus importante. De même que précédemment, on pourrait faire l'hypothèse que dans ces conditions, la puissance développée par le cours d'eau est beaucoup plus enclin à transporter les sédiments, ou bien, le matériel sédimentaire est plus mobilisable par le cours d'eau. Cela pourrait en effet faire sens en considérant une augmentation des apports amonts reçus par le bief lors du transit de l'onde de crue. Enfin, la partie la plus à droite du graphique correspond à la période de mise en eau du lit majeur. Ici, mise à part une diminution conséquente des concentrations, aucun relation claire n'est identifiable. On peut toutefois noter que chaque année est unique. On peut alors dégager que le fait la dynamique de diminution de concentration liée à l'inondation est tributaire de l'inondation elle même. En effet, on peut observer (au niveau de la ligne de concentration 100 mg/L) que la diminution peut s'effectuer soit dans le sens horaire, soit dans le sens anti-horaire. Ainsi, l'intensité des volumes transférés vers la plaine conditionne la dynamique des concentrations en MES dans le bief.

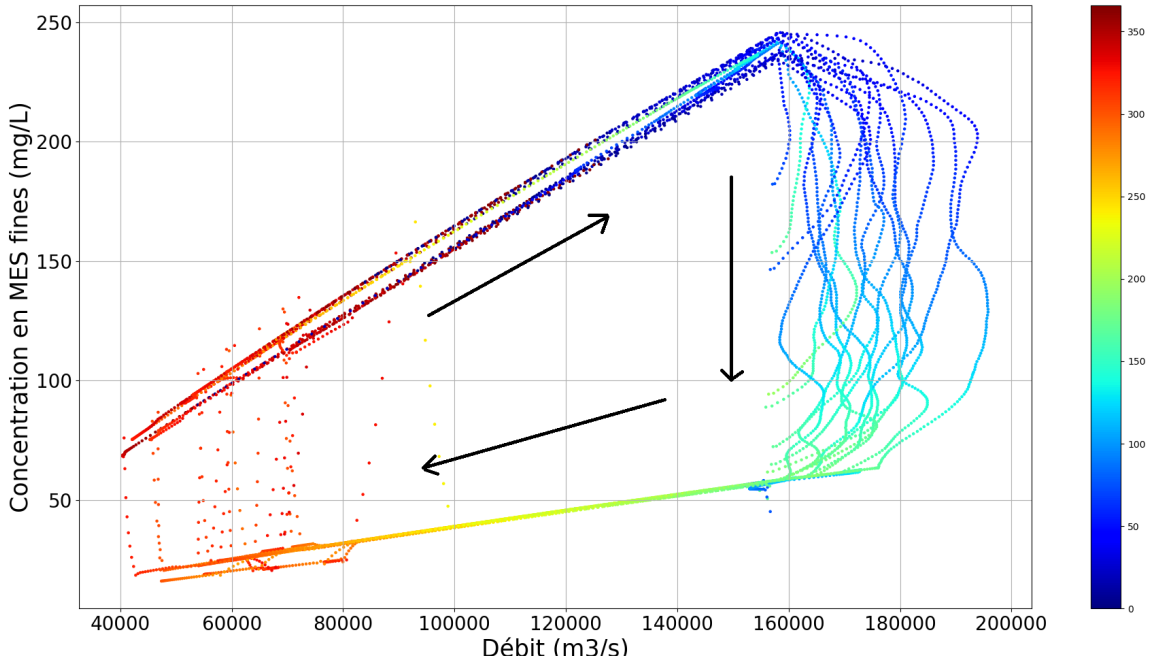


FIGURE 4.20 – Relation entre les débits et la concentration en MES fines simulées au niveau du bief à Obidos (2000 - 2018). Le code couleur renvoie au jour de l'année. On distingue clairement une hystérésis horaire de forme triangulaire.

Ce résultat n'est pas nouveau ; plusieurs études naturalistes ont déjà pu rapporter le même phénomène sur l'Amazone (Martinez et al., 2009). Néanmoins, le fait d'aborder ce dernier par l'angle de la modélisation permet de mettre d'une certaine façon en exergue les processus et les mécanismes mis en œuvre. Il n'en demeure pas moins important de rester précautionneux vis-à-vis de ces conclusions dans la mesure où, bien que SWAT-FP soit un modèle conceptuel à base physique, de nombreux processus ne sont pas représentés et peuvent ainsi biaiser la représentation de la réalité qu'apporte le modèle.

Toujours est-il, ce phénomène d'hystérésis horaires de forme triangulaire se retrouve sur de nombreuses rivières amazoniennes ; exclusivement sur celles qui débordent. La Figure 4.21 présente les relations entre les débits et la concentration en MES fines au niveau de différents cours d'eau. Deux cas ressortent particulièrement de cette figure : l'Ucayali et la confluence entre l'Ucayali et le Marañon. La courbe pour le bassin de l'Ucayali est dépourvue des relations linéaires d'étiage et de montée des eaux. On rappelle que le transport sédimentaire dans le modèle est globalement assimilable à une loi du type qs = f(ν) et que l'Ucayali est un bassin des Andes péruviennes.

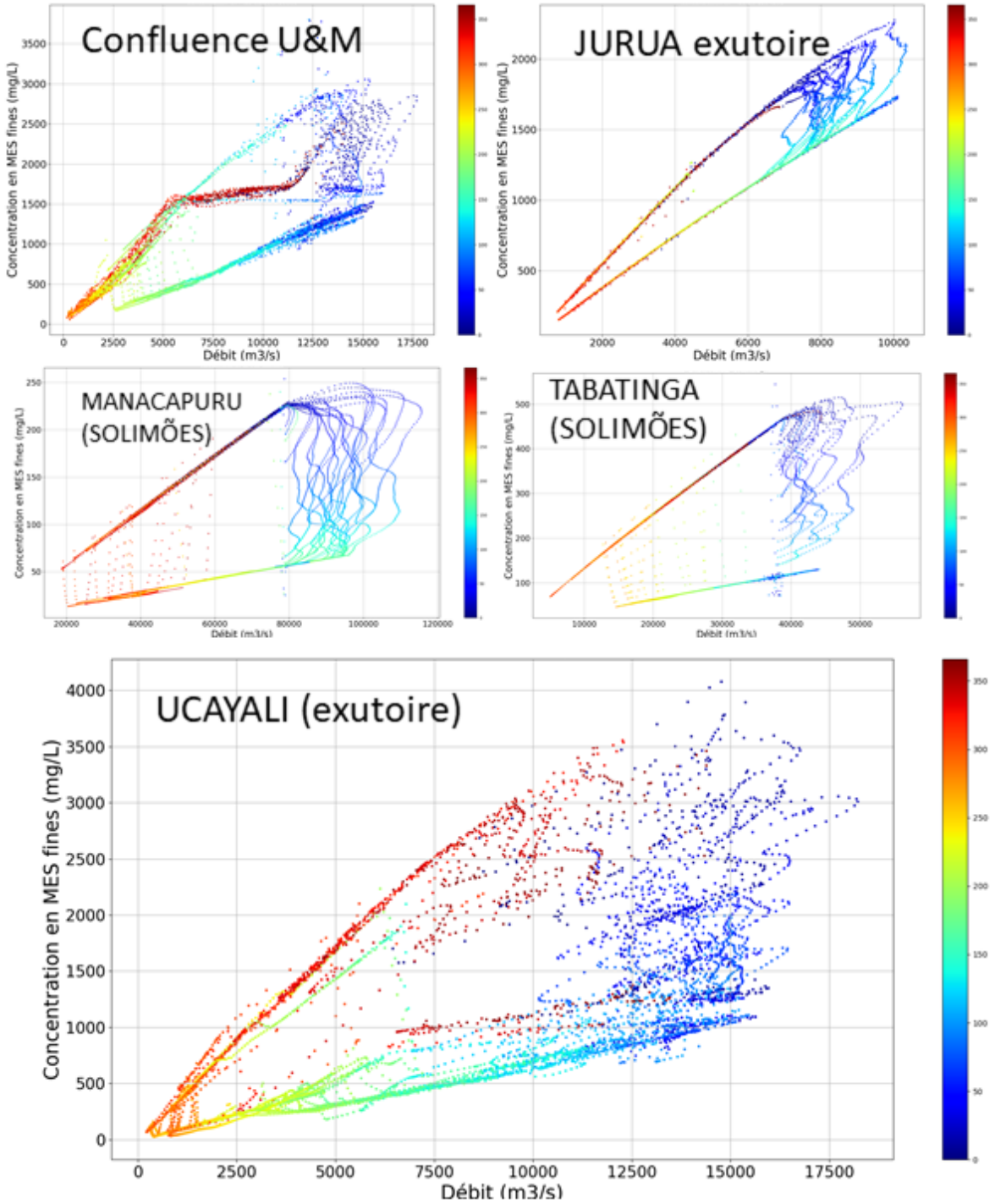


FIGURE 4.21 – Relation entre les débits et la concentration en MES fines simulées au niveau de différents cours d'eau (2000 - 2018). Le code couleur renvoie au jour de l'année.

Ces deux informations, ainsi que l'allure de la courbe nous permettent de formuler l'hypothèse suivante : la quantité de MES dans les têtes de bassin n'est pas la résultante seule

des effets des lois de capacité de transport. Cependant, dans le cas des bassins de plaine, les sédiments proviennent très majoritairement du cours d'eau en amont ; les apports dus à l'érosion des versants apparaissent alors comme négligeables ou dilués par les flux issus des cours d'eau. Cette idée est supportée par les relations linéaires observées. Dans le cas des bassins de tête ou tout du moins, soumis à une forte érosion, l'apport des versants joue un rôle non négligeable dans la dynamique des cours d'eau. D'autre part, on remarque également pour l'Ucayali que l'inondation n'est pas nécessairement synonyme d'une diminution de la concentration en MES, qui peut d'ailleurs fortement fluctuer durant cette période.

En ce qui concerne la confluence entre le Marañon et l'Ucayali : deux phénomènes se démarquent. Tout d'abord, on peut observer une asymptote vers 1 500 mg/L durant la fin de l'année. Enfin, on peut remarquer que l'hystérésis peut soit être horaire, soit anti-horaire. Ces deux phénomènes sont liés et sont causés par une légère désynchronisation des dynamiques des deux bassins (cf : Fig. 4.5). De plus, si on s'intéresse plus particulièrement à la dynamique sédimentaire de la confluence (cf : Fig. 4.8) on peut observer certaines années deux pics distincts de MES. Ainsi, si les dynamiques des deux bassins sont temporellement proches, ceci déclenche un soutien prolongé des concentrations dans le cours d'eau. À l'inverse, ceci entraîne un inversement de l'hystérésis.

Toutefois, les hystérésis horaires de forme triangulaire ne sont pas le témoin d'un débordement du cours. En effet, la Figure 4.22 présente la relation entre le débit et la concentration en MES fines modélisés pour la station de Porto Velho. Ici, la relation entre le débit et les concentrations en MES est linéaire. Ce fait n'est pas surprenant compte tenu de la construction de la loi de capacité de transport dans le modèle, malgré le fait que cette dernière connaisse une inondation. Ceci vient du fait que le coefficient lié au calcul de la capacité de transport est le même pendant et hors inondation. En définitive, la perte de quantité de MES liée au transfert vers la plaine est en un sens compensée par la capacité de transport du bief qui vient alors éroder et dégrader le lit. Cette approche n'est bien entendu pas juste dans la mesure où la mise en eau du lit majeur tend intrinsèquement à modifier l'énergie disponible par le cours d'eau. En toute rigueur, il aurait fallut distinguer la période de crue avec un coefficient plus faible. Cependant, nous avons pris la décision de concentrer nos efforts sur les biefs à large plaine où l'inondation modifie profondément la dynamique de transport des MES. Dans le

cas de Porto Velho (et des cours d'eau "mineurs"), une approche sans distinction de la crue reste tout à fait très satisfaisante.

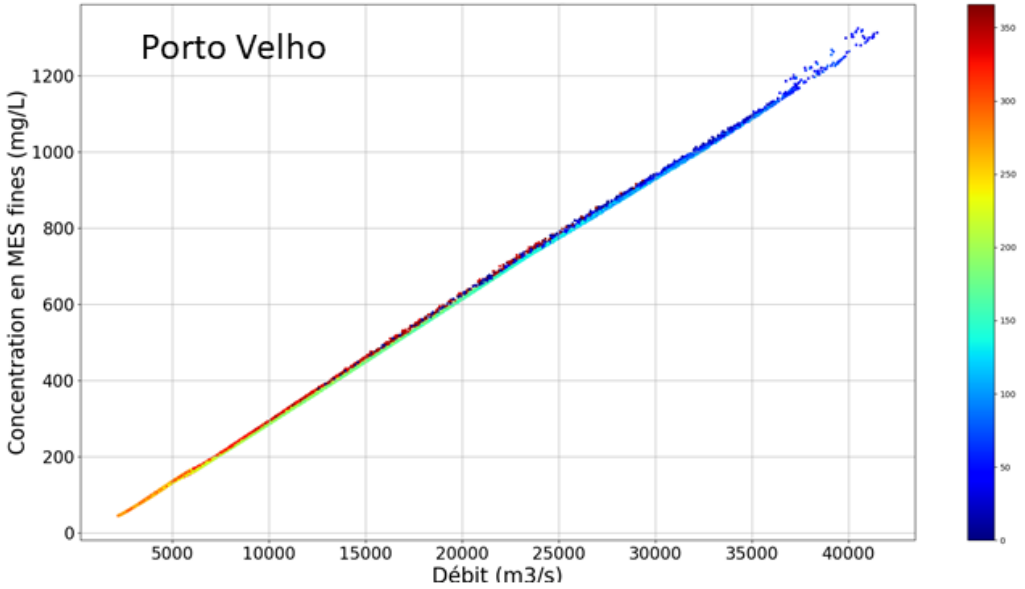


FIGURE 4.22 – Relation entre les débits et la concentration en MES fines simulées au niveau de la station de Porto Velho entre 2000 et 2018. Le code couleur renvoie au jour de l'année.

La Figure 4.23 présente le ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur l'ensemble du bassin versant de l'Amazone. Le ratio est ramené en pourcentage. Les plaines affichées en noir sont des plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau. On remarque que la distribution spatiale de ce pourcentage, ainsi que sa valeur, sont aléatoires sur l'ensemble du bassin. Le premier constat est qu'un tier des plaines présentent un ratio entre 0 et 20%. Le pourcentage moyen des plaines du bassin versant (si on ne prend pas en compte les plaines en noir) est de 5%. Ainsi, les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone accueillent en moyenne 8% des MES fines issues des cours d'eau. Les plaines en noir représentent 40% de toutes les plaines du bassin. Pour ces dernières, leur quantité de MES fines est plus importante que celle du cours d'eau auquel elles sont associées. Elles constituent ainsi des zones sources non négligeables de MES fines, alors que les autres plaines (en couleur) constituent des zones de stockage à plus ou moins long termes de MES fines. Ces plaines d'inondation fournissent alors 17 Mt/an de MES fines, soit 3% du flux total de l'Amazone à l'Océan.

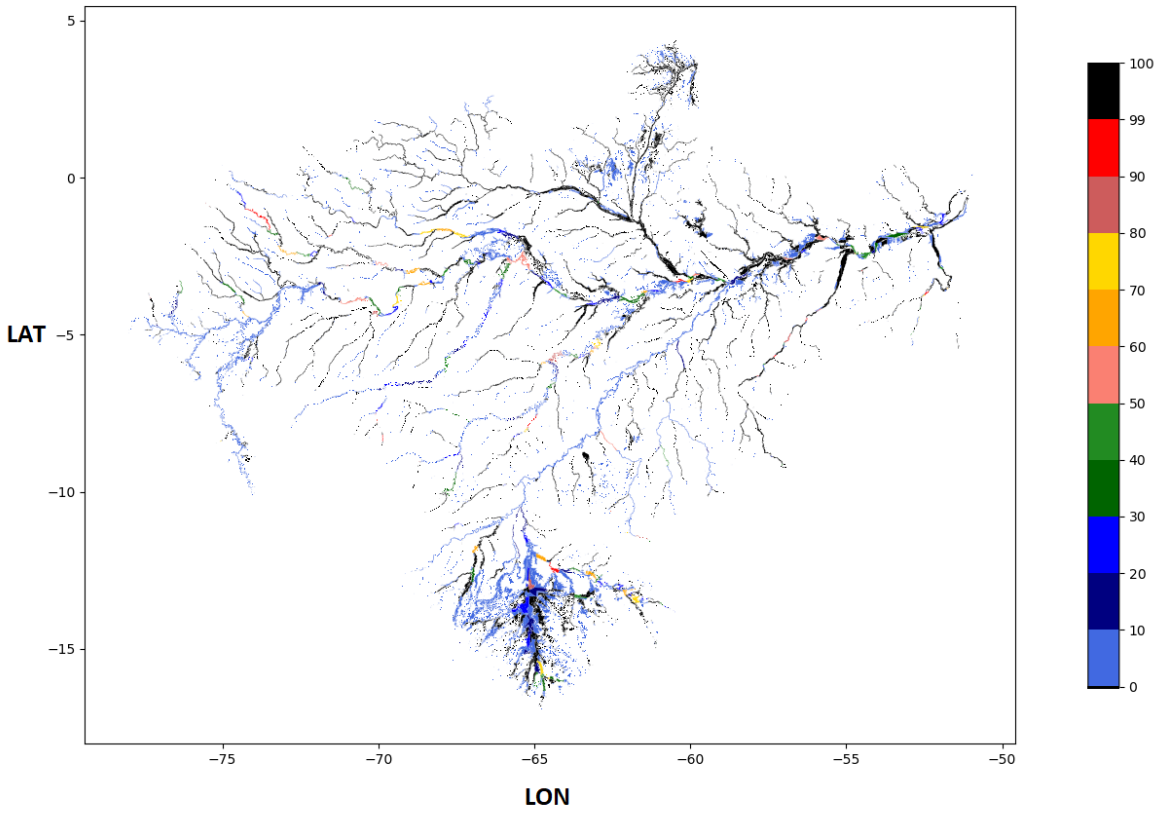


FIGURE 4.23 – Ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur l'ensemble du bassin versant (ramené en pourcentage). Le code couleur permet de discriminer les catégories. En noir sont représentées les plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau.

La Figure 4.24 présente un zoom de la figure présente au niveau des plaines centrales de l'Amazone (haut) et du Solimões (bas). Il est intéressant de remarquer un certain changement de paradigme des plaines d'inondation entre celles du Solimões et celles de l'Amazone. En effet, on peut noter que les plaines au niveau du Solimões, mais aussi au niveau de ses affluents, présentent une variabilité dans les pourcentages de ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau. Par exemple sur le Solimões, entre $-71°$ et $-68°$ ce pourcentage change pour chaque plaine d'inondation et alterne entre des valeurs comprises entre 20% et 80%. Cela montre alors une dynamique particulière au sein des ces plaines d'inondation où les transferts latéraux de matières sont propres à chaque plaine d'inondation. Enfin, on peut noter sur le fleuve principal, une présence faible des plaines colorées en noir. On rappelle que ces dernières possèdent une quantité des MES fines plus

importantes que celle de cours d'eau adjacent. Elle sont donc des sources de MES fines pour le cours d'eau. Ces résultats montrent alors que les plaines centrales du Solimões sont des zones de transition et de stockage intermédiaire plus ou moins importantes de MES fines. Le Japurá est un affluent Nord du Solimões (sur la Figure il s'agit de l'affluent centré au milieu). En regardant les plaines comprises entre $-69°$ et $-65°$, on observe une alternance de pourcentage, d'amont en avant, valant 10%, 70%, 80%, 70% et enfin 10%. On rappelle très rapidement que le coefficient de capacité de transport pour cet affluent est identique le long du cours d'eau. Les plaines en jaune et orange sont enfin intersectionnées par des plaines d'affluents dont le pourcentage et 100%. Ceci permet de mettre en valeur le rôle source de ces plaines alluviales. En effet, les plaines en amont contiennent peu de MES (en bleu). Après la confluence avec les cours d'eau dont les plaines exportent des MES (en noir), les cours d'eau en aval voient leur quantité de MES augmenter ce qui *in fine* conduit à des transferts plus importants de MES vers les plaines d'inondation (jaune et orange).

À l'inverse, les plaines de l'Amazone sont, quant à elles, globalement caractérisées par des ratios entre quantités de MES fines dans les plaines et les cours d'eau de 100%. Les plaines d'inondation qui lui sont adjacentes présentent elles des ratios de 10%. Cela indique alors que les plaines du fleuve Amazone sont *a priori* plus enclines à être des sources de MES fines fines vers le cours d'eau.

La Figure 4.25 présente un zoom du ratio de la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine d'inondation et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur les plaines du bassin du Negro (haut gauche), de la plaine du Mamoré (haut droit) et des bassins andins Ucayali et Marañon (bas). En ce qui concerne les plaines du Negro : celles-ci présentent dans leur plus grande majorité un pourcentage de 100%. Ce constat n'est pas surprenant. En effet, les cours d'eau du Rio Negro présentent une charge sédimentaire très faible. Ainsi, bien que peu de MES fines soient transférées latéralement depuis le cours d'eau, les plaines d'inondation agissent comme des sources de MES fines. Toutefois, dans cet hydrosystème, bien que la quantité de MES fines soit plus importante dans les plaines d'inondation que dans les cours d'eau, ceci n'augmentent pas significativement la charge sédimentaire du Rio Negro.

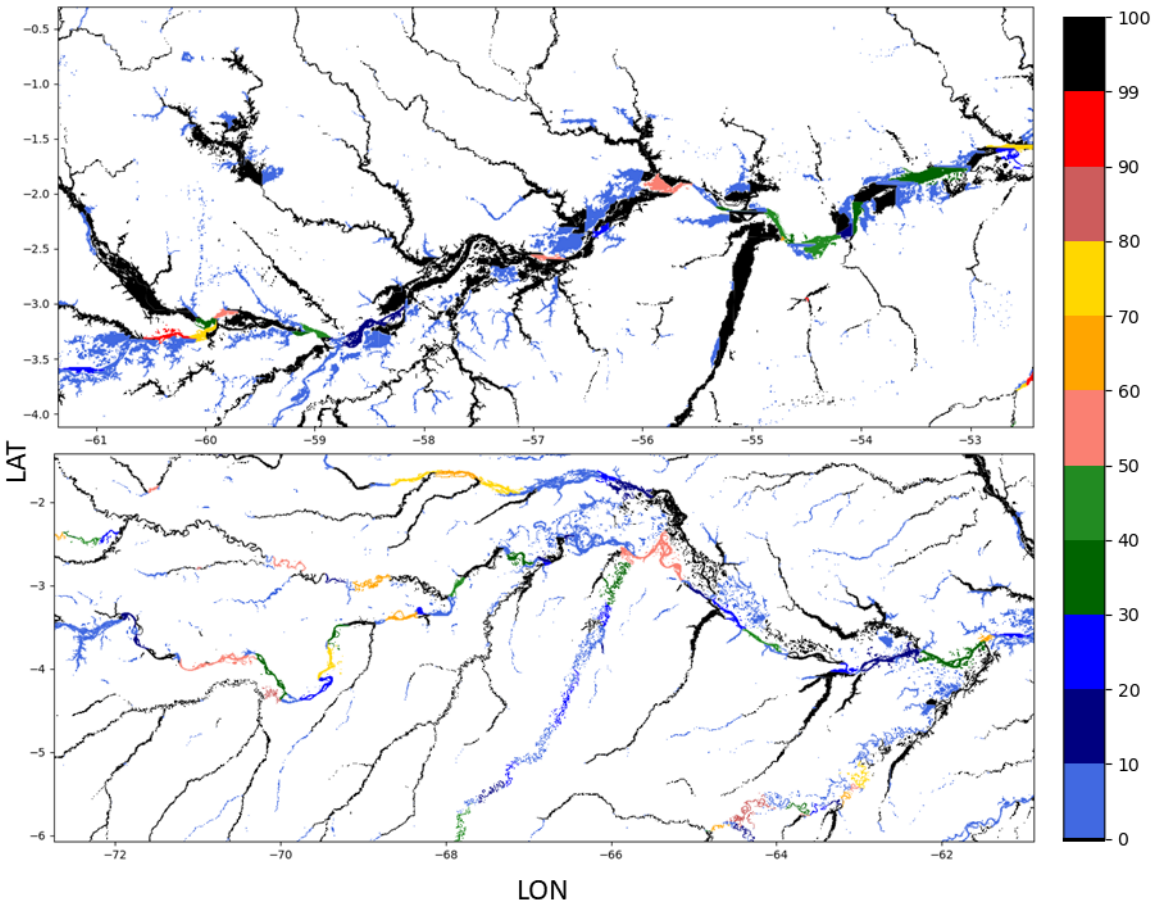


FIGURE 4.24 – Ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 au niveau des plaines de l'Amazone (haut) et du Solimões (bas) (ramené en pourcentage). Le code couleur permet de discriminer les catégories. En noir sont représentées les plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau.

Pour ce qui est de la plaine bolivienne du Mamoré, et par extension celles des affluents du haut Madeira (Madre de Dios, Beni et Guaporé), la valeur et les répartitions des pourcentages est hétérogène. Pour la plaine du Mamoré, aucun schéma général ne semble se dégagé de la figure. La plaine est globalement caractérisée par des pourcentages variant entre 10% et 30%, avec environ un tiers des plaines à 100%. Ainsi ici, le rôle de la plaine d'inondation ainsi que sa dynamique dans son ensemble apparaissent très peu triviales à définir. La plaine du Mamoré agit alors comme une entité de transition et de stockage temporaire des MES fines, avec des zones qui se comportent comme des sources de MES fines vers le cours d'eau. La répartition spatiale de ces zones n'est pas structurée et alterne bien souvent entre des zones sources et des zones de stockage transitoire. Cette caractéristique peut très vraisemblablement être

attribuée à la topographie extrêmement plate de la région et à l'aspect très ramifié des cours d'eau. Les plaines du Guaporé sont quant à elles définies comme des zones de transition et de transport malgré le fait qu'on peut observer des pourcentages qui varient d'amont en aval. Les plaines du Rio Beni présentent des pourcentages qui, pour la majorité, sont de 100%. Ici les plaines d'inondation jouent principalement un rôle de sources de MES fines vers les cours d'eau.

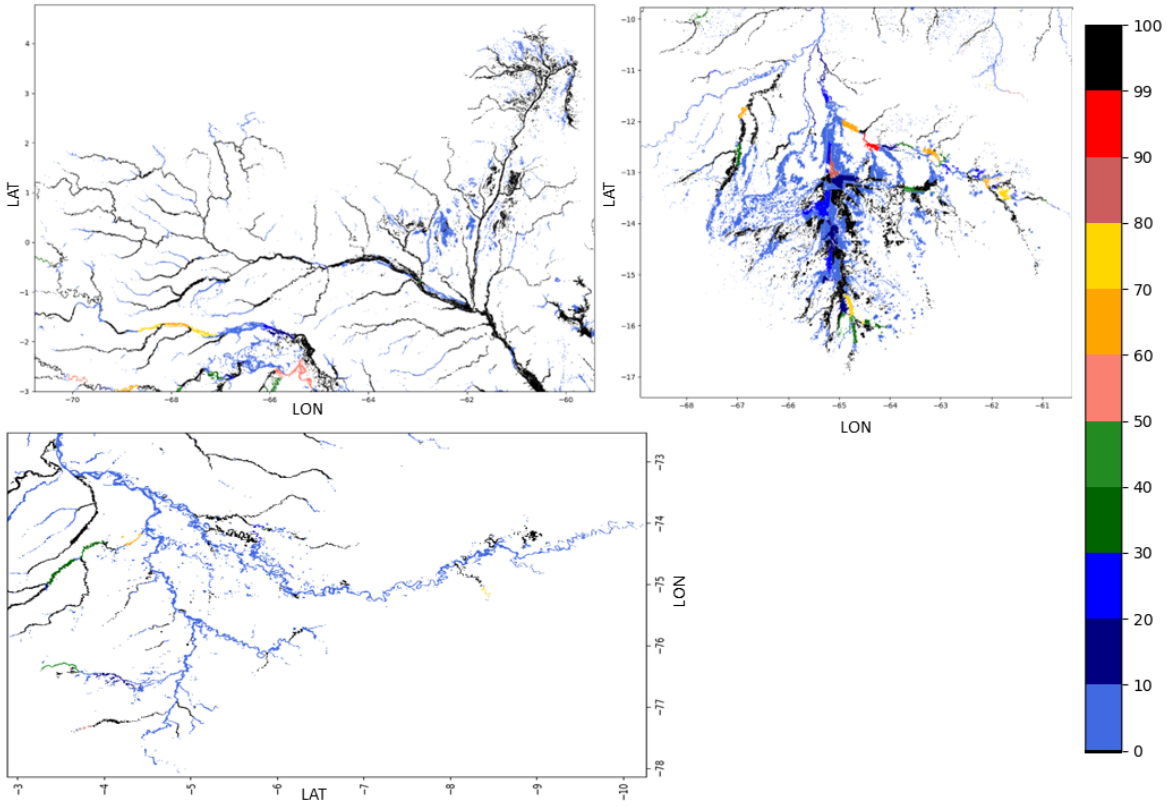


FIGURE 4.25 – Ratio entre la quantité moyenne de MES fines présente dans la plaine et dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur l'ensemble du bassin versant (ramené en pourcentage) au niveau de l'Amazone en haut et du Solimões en bas. Le code couleur permet de discriminer les catégories. En noir sont représentées les plaines dont la quantité de MES fines dans la plaine est supérieure à celle du cours d'eau.

Pour finir, les Rio Mdre de Dios, Ucayali et Marañon présentent tous les trois les mêmes caractéristiques. Ici, les plaines d'inondation sont définies par des pourcentages de ratios entre la quantités de MES fines dans la plaine d'inondation et le cours d'eau qui varient entre 10% et 20%. Ainsi, pour ces cours d'eau, la plaine d'inondation est une structure de stockage transitoire plus ou moins importante pour les MES fines transportées par le cours d'eau. On

peut imaginer que, dans le cas de ces rivières andins, le cours d'eau est saturé en MES fines et lors du débordement, la plaine d'inondation arrive elle aussi rapidement à saturation de MES. Ceci pourrait expliquer ce ratio plutôt faible, relativement aux quantités qui sont transportées par les cours d'eau.

La Figure 4.26 présente au niveau de la station d'Óbidos, le débit cumulé annuel modélisé, sous la forme des barres bleues, ainsi que le flux cumulé annuel de MES fines, en rouge, entre 2000 et 2018. Sur la période, l'export annuel de MES par l'Amazone en ce point varie globalement entre 500 Mt et 800 Mt de MES fines, avec une moyenne sur la période de 624 Mt de MES fines par an. Bien que les simulations de concentrations en MES fines sur ce bief soient en accord avec les données in situ et MODIS, le flux estimé est inférieur à ce qui a pu être estimé par Armijos et al. (2020) au droit de ce même bief, avec une valeur de 667 Mt/an entre 1995 et 2014 . Par ailleurs, on peut remarquer que les débits moyens et les flux cumulés de MES fines suivent en moyenne la même tendance. Ici l'année 2016 est particulière. En effet, le débit moyen est plus faible que d'ordinaire alors que le flux de MES fines modélisé présente la plus haute valeur de toute la période. En 2016, suite à un fort épisode El Niño, le volume débordé estimé par le modèle est fortement sous estimé ; ceci entraîne alors un transfert de matières moins important vers la plaine d'inondation. La mise en eau du lit majeur tient alors un rôle prépondérant dans les mécanismes de transfert de MES sur ces cours d'eau.

Les flux en MES fines au pas de temps journalier sur la période 2000 - 2018, au niveau des exutoires des grands affluents ainsi qu'à Óbidos, sont disponibles au niveau de l'Annexe A.2 avec ces derniers plus détaillés sur l'année 2013 (le choix est arbitraire) en Annexe A.3. Dans une optique de dresser des bilans de MES, nous avons jugé plus pertinent de présenter dans le corps du manuscrit les valeurs annuelles.

Pour finir, il est important de noter que pour l'ensemble des points que nous allons présenter, aucune tendance claire n'a pu être dégagée ; que ce soit au niveau des chroniques journalières sur toute la période 2000 - 2018, ou sur les flux cumulés annuels. Nous avons choisi ici d'utiliser le test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) qui ne nécessite pas d'hypothèse sur la répartition des données. Dans ce test, si la p-valeur est inférieure à un seuil de 0,05, on peut rejeter l'hypothèse nulle et conclure qu'il y a une tendance significative dans la série temporelle. Ici, les tests ont systématiquement renvoyé une p-value supérieure à 0,2.

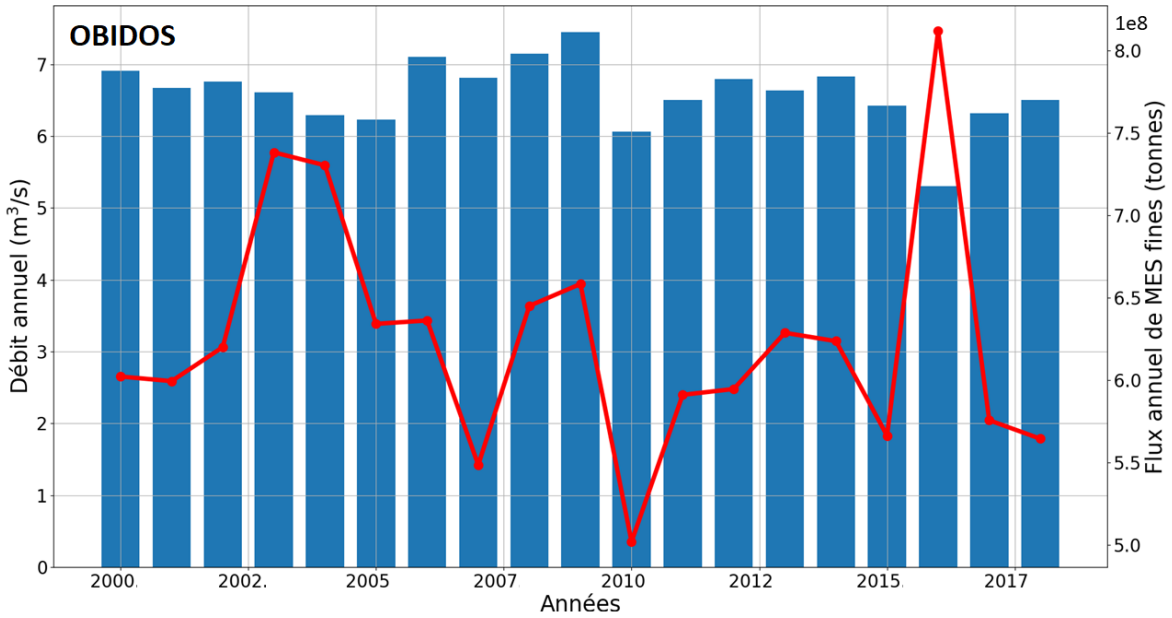


FIGURE 4.26 – Représentation des débits moyens annuels (barres bleues) et des flux cumulés annuels de MES fines (en rouge) pour l'Amazone, au niveau d'Óbidos entre 2000 et 2018.

La Figure 4.27 présente les débits annuels annuels modélisés ainsi que les flux cumulés annuels de MES fines pour les grandes rivières andines. Pour les rivières du haut Madeira, les flux moyens de MES annuels estimés sont de 42 Mt/an pour le Beni, 45 Mt/an pour le Guapore, 177 Mt/an pour le Mamore, 48 Mt/an pour le Madre de Dios et 403 Mt/an au niveau de Porto Velho (416 Mt/an pour Armijos et al. (2020) entre 1995 et 2014) qui mutualise l'ensemble de ces affluents et marque le début du Madeira. On peut noter que les dynamiques sédimentaires à l'entrée du Madeira sont principalement imposées par les flux exportés par le Mamore. Les simulations de MES fines sont globalement en accord avec les estimations de la littérature (cf : Fig. 4.2), avec toutefois une nette sous estimation des flux pour le Beni et sur estimation de ceux du Mamore dans notre cas. Le modèle renvoie enfin une estimation des flux vers l'Amazone par le Madeira de l'ordre de 342 Mt/an ; ce qui semble en accord avec les estimations faites par Armijos et al. (2020) avec 339 Mt/an. Pour ce qui est des rivières péruviennes, le flux moyen annuel de MES fines du Marañon est de 144 Mt/an, ce qui est probablement sur estimé. Il est de 210 Mt/an pour l'Ucayali contre 228 Mt/an estimées par Santini (2020).

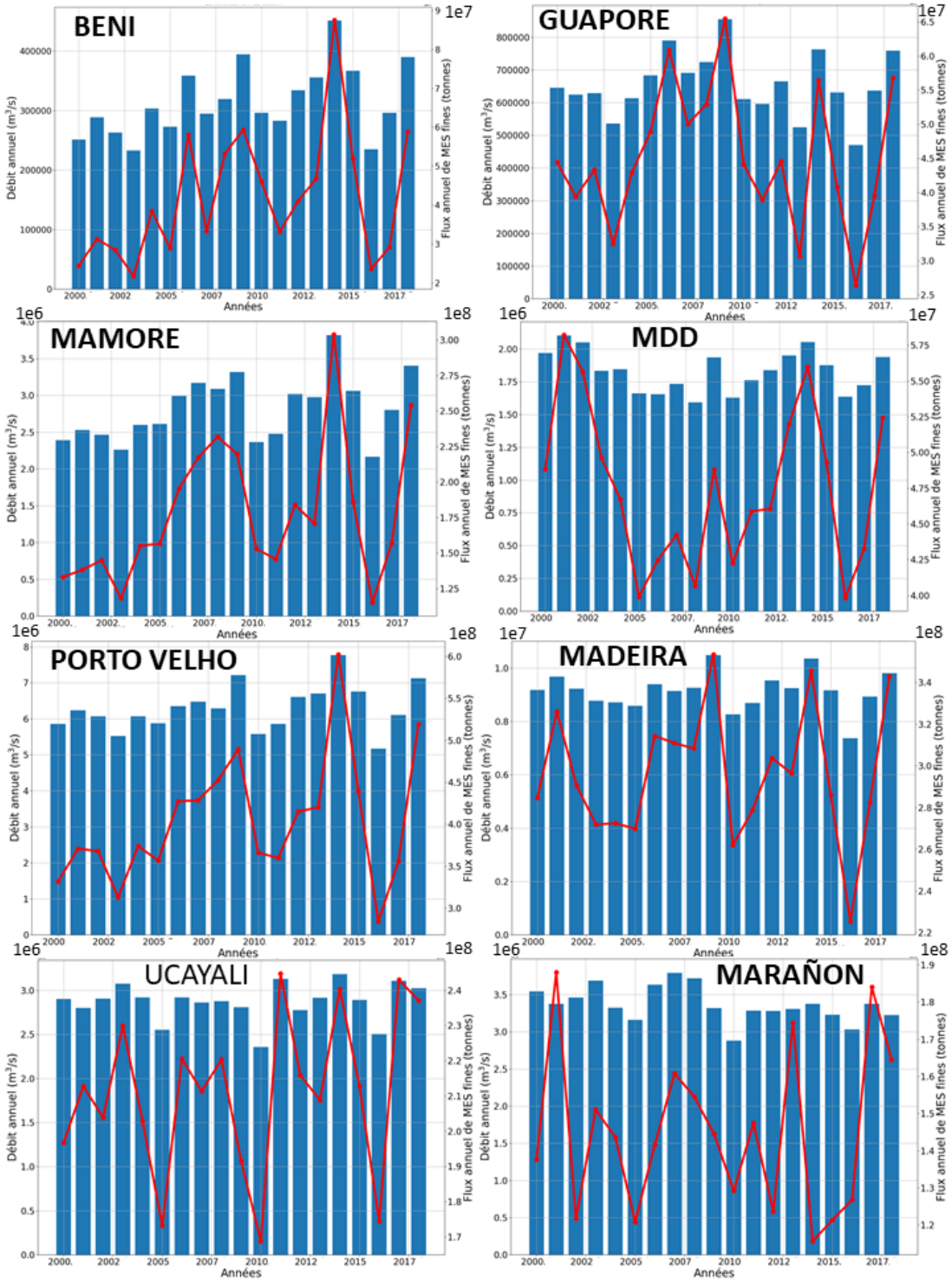


FIGURE 4.27 – Représentation des débits moyens annuels (barres bleues) et des flux cumulés annuels de MES fines (en rouge) pour les principales rivières andines, au niveau de leurs exutoires (sauf pour Porto Velho).

La Figure 4.28 présente les débits moyens annuels ainsi que les flux cumulés annuels de MES fines pour quelques affluents majeurs ainsi que le Solimões à la station de Manacapuru. Les rivières Japurá et Juruá exposent des flux moyens de MES fines de l'ordre de 1 Mt/an chacune, ce flux est doublé pour le Putumayo. Ces flux apparaissent faibles, mais compte tenu du faible débit relatif de ces rivières, ceci conduit tout de même à des concentrations importantes dans le cours d'eau, d'où une teinte ocre des rivières. À l'inverse, le Rio Negro exporte environ 4 Mt de MES fines par an. Toutefois, compte tenu de son débit plus important, les concentrations dans la rivière sont extrêmement faibles. Pour le Purús, le modèle simule un flux moyen annuel de 81 Mt/an de MES fines ; ce chiffre est bien supérieur aux estimations de dos Santos et al. (2018) (17 Mt/an), malgré des comparaisons correctes avec les images MODIS. Enfin, le Solimões à Manacapuru exporte environ 254 Mt/an de MES fines, contre 532 Mt/an estimées par Armijos et al. (2020).

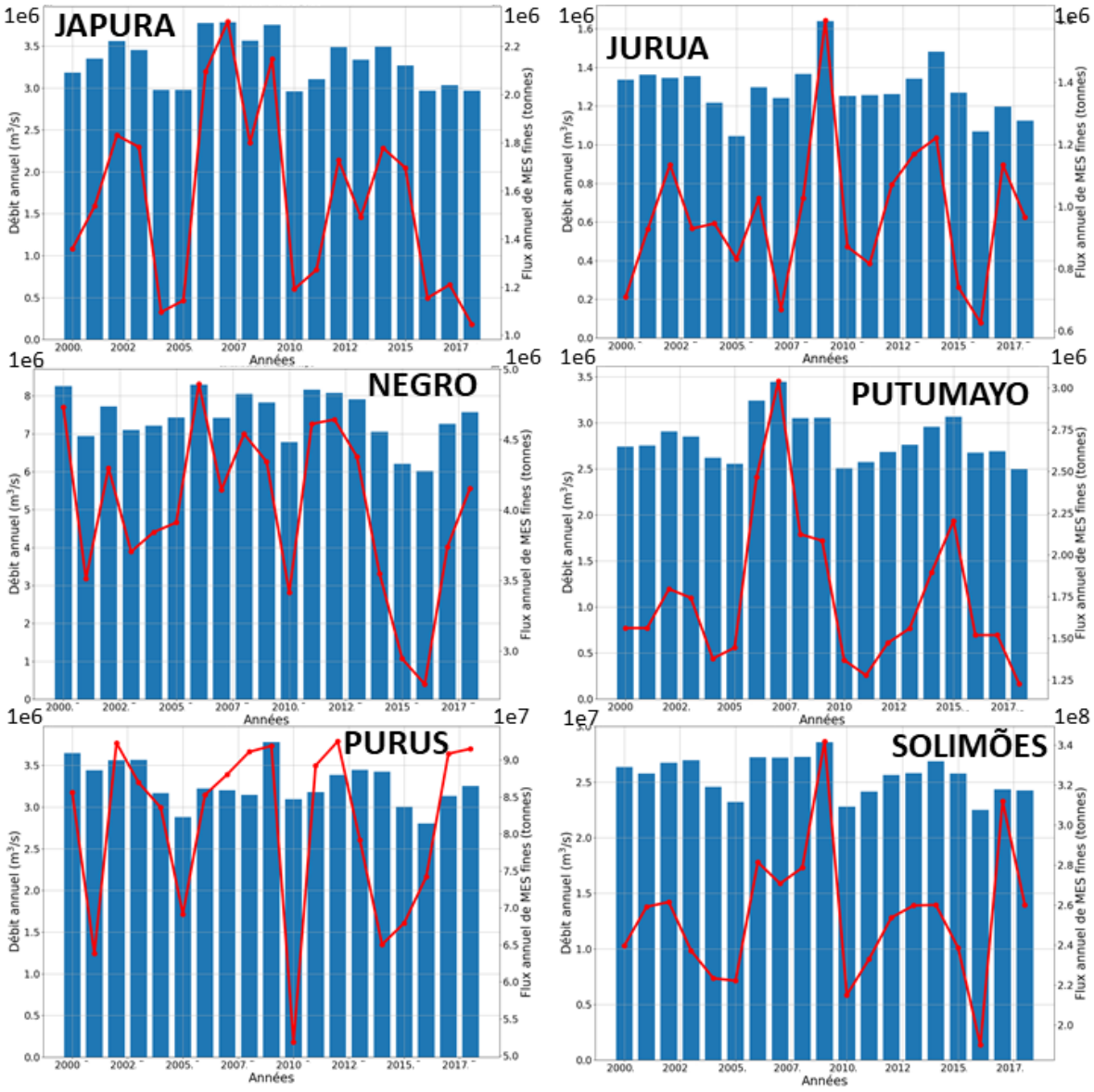


FIGURE 4.28 – Représentation des débits moyens annuels (barres bleues) et des flux cumulés annuels de MES fines (en rouge) pour quelques affluents majeurs ainsi que le Solimões à Manacapuru.

La Figure 4.30 présente un schéma bilan de l'ensemble des flux de MES fines (en Mt par an) pour l'Amazone et ses principaux affluents. Par la suite, les résultats sont comparés aux estimations des études de la Figure 4.2 soit : (Armijos et al., 2013, 2020; dos Santos et al., 2018; Santini, 2020; Vauchel et al., 2017). En sortie des Andes, la rivière Ucayali charie une charge de MES fines égale à 59 Mt/an. Le cours d'eau est ensuite enrichi par les apports du Pachitea qui s'élève à 31 Mt/an. Dans ce bassin, la sédimentation se fait principalement dans le cours

d'eau, du fait que la plaine d'inondation renseignée par SWAF-HR est peu développée. Le flux cumulé de MES en sortie du bassin s'élève alors à 210 Mt/an. Pour son voisin le Marañon, les flux en sortie des Andes valent 73 Mt/an pour la branche principale du Marañon et 329 Mt/an pour le Huallaga. Jusqu'à leur confluence, le Marañon viendra s'enrichir en MES fines pour finalement atteindre un total de 760 Mt/an, alors que le Rio Huallaga voit la plupart de sa charge sédimenter (dans le cours d'eau ou dans la plaine alluviale ; le modèle ne permet pas de répondre à cette question) pour atteindre un export de 22 Mt/an. Enfin, à son exutoire, le Marañon délivre un flux annuel de MES fines de l'ordre de 144 Mt, soit 83% de la charge sédimentaire totale. Ainsi, à l'entrée de l'Amazone péruvienne, le fleuve charrie un total de MES fines de l'ordre de 564 Mt/an. Si on compare cette valeur avec les estimations proposées, cela indique qu'en ce point, les MES fines constituent près de 77% de la charge sédimentaire du cours d'eau.

À partir d'ici, les dynamiques sédimentaires du fleuve varient grandement le long du linéaire fluvial au gré des transferts latéraux avec la plaine d'inondation, alternant dépôts dans le lit majeur appauvrissant la charge du cours d'eau et remobilisation des sédiments ripariens venant enrichir les sédiments fluviaux. Les affluents principaux du Solimões, Putumayo, Juruá et Japurá constituent des sources négligeables en MES fines, comparées aux ordres de grandeur présents dans le fleuve. Le principal convoyeur de MES fines du Solimões est le Purús, délivrant un flux annuel de plus de 81 Mt de MES fines, portant la charge du fleuve principal à Manacapuru à près de 348 Mt/an. Si on compare ce chiffre aux dernières estimations, ceci indique que les MES fines représentent 36% de la fraction sédimentaire du fleuve. En effet, les études estiment plutôt un flux de MES fines à cette station à 532 Mt/an. Comment expliquer cette différence d'estimation qui s'élève à 35%, malgré le fait que la comparaison entre les concentrations soit très satisfaisant ?

La Figure 4.29 présente la différence des débits journaliers mesurés et simulés entre 2000 et 2018 sur le Solimões au niveau de la station de Manacapuru. Le flux d'eau moyen annuel au niveau de cette station est de 3,4 km^3 selon les données in situ et de 3,2 km^3 selon le modèle. On pourrait alors penser que les flux simulés de MES fines exportés sont plus faibles à cause de cette différence. Néanmoins, les plus fortes concentrations sont atteintes entre Décembre et Janvier et non au pic de crue. Ainsi la représentation plus faible du modèle n'est responsable

d'un différence que de 7 à 21 Mt/an de MES fines (selon qu'on prenne seulement la période d'inondation ou la période entre les jours 50 et 250 où les deux courbes sont différentes). Pour résoudre cette interrogation, nous avons recalculé les flux de MES fines pour cette station en utilisant différents jeux de données. Dans un premier temps, nous avons utilisé la chronique de débit in situ de la station HyBAM avec les concentrations en MES fines simulées par le modèle : en effet, les séries temporelles de concentrations HyBAM, bien que s'étendant sur plusieurs décennies ne permettent pas d'obtenir une chronique complète sur 365 jours. Dans ce cas là, nous calculons un flux de MES fines moyen de 351 Mt/an. Dans un second temps, nous avons appliqué de logiciel LOADEST (Runkel et al., 2004) sur les jeux de données in situ (débits et concentrations) afin de prolonger les séries temporelles sur la période 2000 - 2018. Dans cette configuration, le flux moyen annuel de MES fines est de 323 Mt.

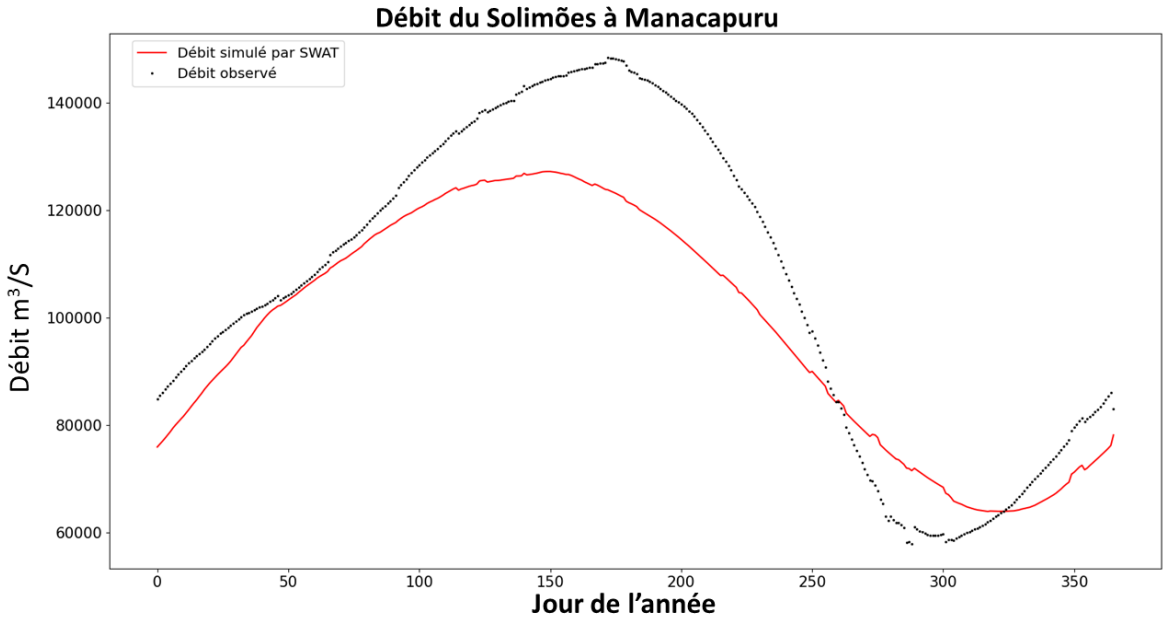


FIGURE 4.29 – Comparaison entre moyennes journalières des débits mesurés in situ (noir) et simulés (rouge) entre 2000 et 2018 sur le Solimões à Manacapuru.

Plus au Sud, les affluents du Madeira possèdent également des dynamiques particulières. En sortie des Andes, le Madre de Dios présente un flux de MES fines de l'ordre de 123 Mt/an. Le flux de MES fines diminue le long du cours par sédimentation dans la plaine d'inondation pour atteindre un flux à l'exutoire de 48 Mt/an ; soit 36% des sédiments totaux. Pour le Beni, le flux en provenance des Andes s'élève à 223 Mt/an. Le cours d'eau connaît alors une très fort

sédimentation, pour attendre un flux de MES fines valant 41 Mt/an à son exutoire. Il est très important de rappeler ici que notre modèle sous estime à la fois le débit et les concentrations en MES fines lors des périodes de basses eaux. Ce résultat est donc très plausiblement sous estimé et doit être considéré avec les biais qui lui sont attachés. Les flux en sortie des Andes pour le Mamore sont difficiles à estimer de part les nombreux cours d'eau dévalant les versants et formant la rivière. À son exutoire, le flux de MES fines du Mamore est de 177 Mt/an. Cette valeur est supérieure à l'estimation de la charge totale de sédiments. Après la confluence de ses trois rivières, le cours d'eau se charge encore d'environ 163 Mt/an de MES fines pour atteindre une valeur de 403 Mt/an des MES fines à Porto Velho soit 85% de l'ensemble de la charge sédimentaire. L'apport des trois tributaires n'est pas suffisant pour expliquer la valeur simulée à Porto Velho. Ici, l'augmentation de la charge sédimentaire dans le modèle est due à une augmentation de l'énergie de la rivière, causée par la trifluence, venant principalement éroder le bief. Le long du Madeira, une cinquantaine de Mt sédimente chaque année dans le cours d'eau et dans la plaine. Les apports des tributaires sur le cours principal du Madeira sont marginaux, du fait que ces cours d'eau viennent drainer le craton brésilien. À l'exutoire, les MES fines constituent alors 67% de la fraction totale de sédiments, soit 342 Mt de MES fines par an, contre 339 Mt/an dans la litérature.

Enfin, si on considère Óbidos comme l'exutoire du fleuve, l'Amazone exporte chaque année environ 624 Mt de MES fines. Cela correspond alors à 56% du flux de sédiments délivré à l'Océan Atlantique. De plus, si on considère les apports couplés du Solimões et du Madeira, environ 70 Mt/an de MES fines sédimentent dans la plaine d'inondation entre la confluence et la station d'Óbidos.

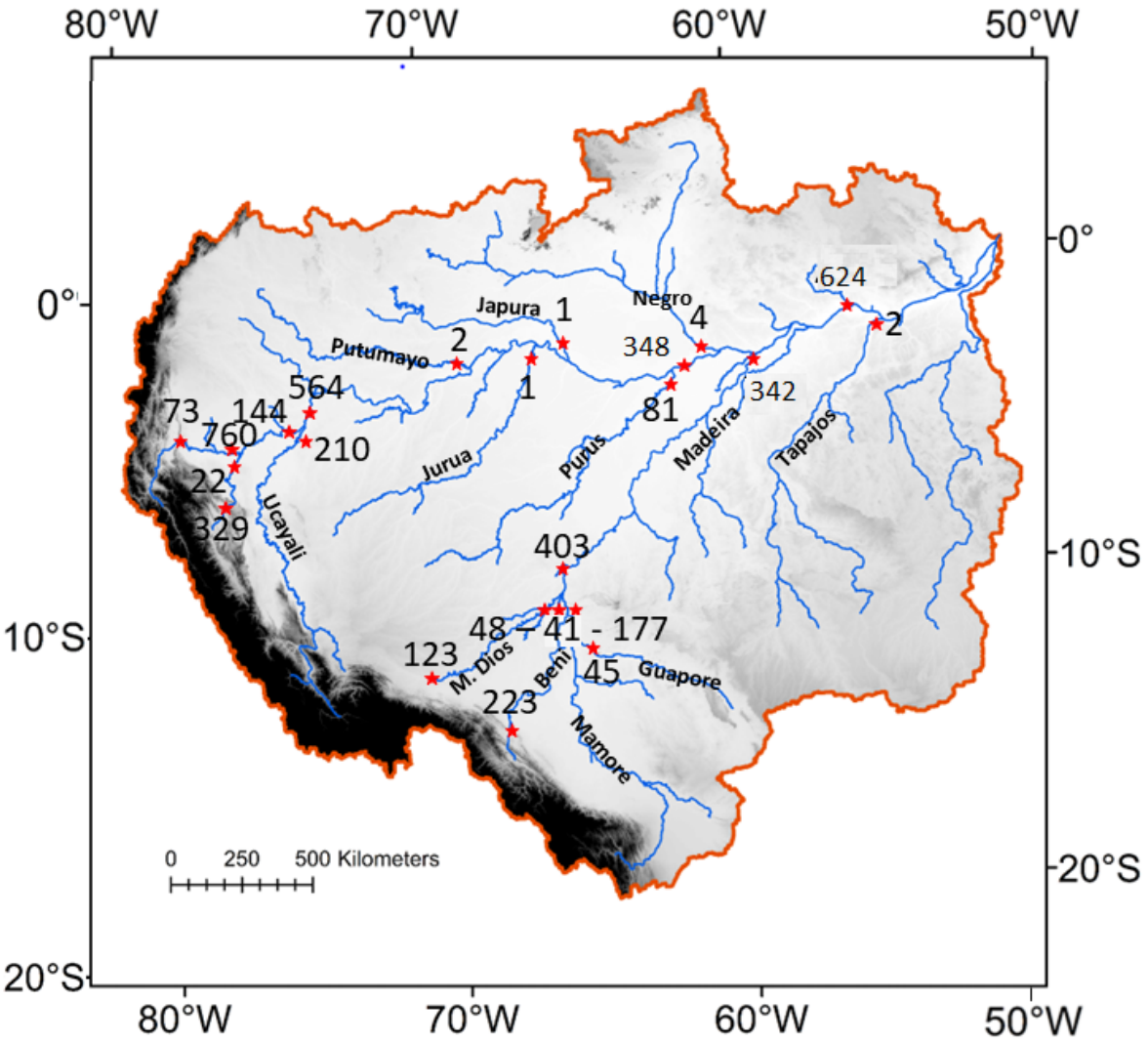


FIGURE 4.30 – Schéma bilan des flux de MES fines (tonnes par an) pour le bassin versant de l'Amazone et ses principaux affluents entre 2000 et 2018.

Chapitre 5

Discussion générale.

"Alors j'ai changé de tactique et j'ai levé les yeux vers le ciel. Les étoiles illuminaient le ciel et brillaient de toute la force de leur totale indifférence vis-à-vis de nous."

Auteur inconnu

Sommaire

5.1 Analyses des formes d'ondes radar sur les plaines. 332

5.2 D'une classification non-supervisée des plaines vers l'estimation d'une typologie. 342

5.3 Réflexion sur les sédiments. 353

5.1 Analyses des formes d'ondes radar sur les plaines.

En altimétrie spatiale, un signal électromagnétique est émis par le satellite en orbite autour de la Terre et est réfléchi par la surface de la Terre ou de l'océan. Ce dernier est ensuite utilisé pour mesurer l'élévation de la surface réfléchissante avec une grande précision. La forme que prend l'onde reçue par le satellite est caractéristique et varie en fonction de la surface réfléchissante, comme la topographie, la rugosité et la nature du sol ou de l'eau. Les formes d'onde radar en altimétrie spatiale peuvent être classées en deux grandes catégories. Tout d'abord, les formes d'onde radar en milieu océanique : ces formes d'onde sont utilisées pour mesurer la hauteur de la surface de l'océan (cf. Fig. 1.33 & 1.34). Les formes d'onde radar en altimétrie océanique sont caractérisées par une première onde (ou "pic") qui correspond à la surface de l'océan, et peut être suivie d'une série d'ondes réfléchies par l'environnement adjacent (comme les vagues par exemple). Dans des conditions idéales, la forme que prend l'onde radar reçue est spéculaire. En milieu continental, les formes d'onde sont influencées par l'environnement de la tâche au sol, comme par exemple l'élévation de la surface terrestre, les glaciers, les forêts, les plaines et les montagnes. Les formes d'onde radar en altimétrie continentale sont caractérisées par une série de pics qui correspondent à la réflexion du signal sur la surface réfléchissante et les objets qui s'y trouvent et présentent une grande variabilité dans leurs formes.

Ce chapitre présente un travail exploratoire qui a été mené sur la recherche d'un lien entre les formes d'onde au niveau des plaines d'inondation et la typologie de la plaine en question. Cette analyse a été menée sur une zone restreinte : le bassin versant du Madeira. En outre, ce dernier présente une topographie plate, donc très propice à l'utilisation de l'altimétrie et il présente une grande variabilité dans ses typologies de plaines alluviales. Les données altimétriques utilisées son issues des altimètres Jason 2 et 3, ce qui offre une large couverture temporelle ainsi qu'une redondance des données. Pour ce faire, nous avons comparé l'évolution des formes d'ondes au droit des stations virtuelles de plaines entre les basses eaux et le pic de crue. Enfin, la typologie de la plaine est déduite et décrite à partir des images Google Earth.

À l'issue de l'analyse, dix groupes différents ont été identifiés que nous allons présenter par la suite. En parallèle des résultats du modèle, ce travail permet de caractériser plus en détail le fonctionnement de la plaine alluviale. De plus, ceci permet de se faire une idée plus précise de la connectivité entre le lit mineur et sa plaine d'inondation.

Le premier groupe est caractérisé par des formes d'ondes qui se rapprochent de celles obtenues sur rivières (Fig. 5.1). Ainsi, que ce soit en basses eaux ou pendant le pic de crue, le satellite reçoit un signal dont la forme ne présente qu'un seul pic distinct. Ceci indique dans un premier temps que l'altimètre n'observe qu'une seule cible hydrologique sur toute la période. L'allure similaire entre les deux courbes montre une faible modification de la cible à travers la période. On retrouvera ce type de forme d'onde au niveau de petits cours d'eau (entre 150 m et 200 m de large) dont la plaine d'inondation est peu développée et qui connaissent une crue peu extensive.

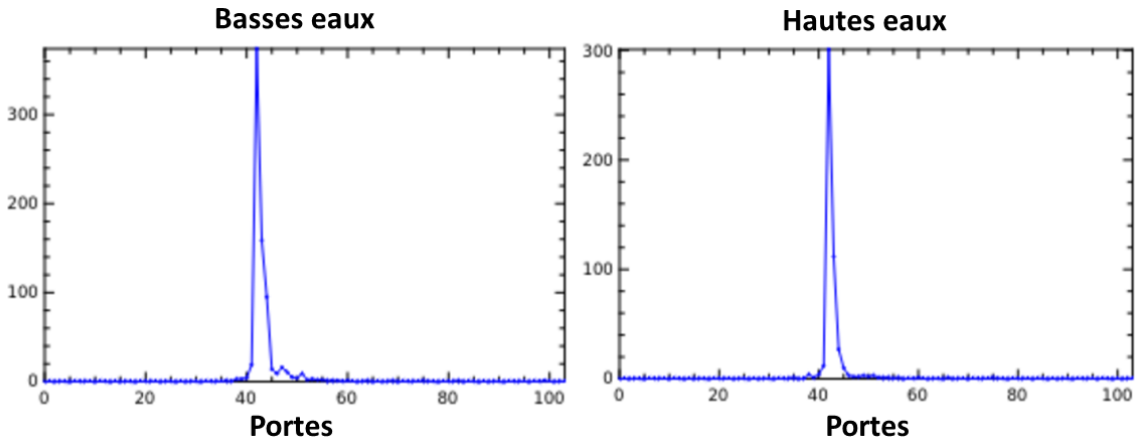


FIGURE 5.1 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 1.

Le deuxième groupe (Fig. 5.2) est caractérisé en basses eaux par deux pics proches et dont le signal ne devient pas nul entre les deux. Ici, le satellite observe deux cibles hydrologiques distinctes où le pic majeur correspond à la rivière. Le deuxième pic, plus faible renvoie à une cible hydrologique relativement proche du cours d'eau (< 2 km). Lors de la crue, l'onde reçue par le satellite prend la forme d'un pic unique dont l'épaisseur à la base est plus importante que ce qu'on peut retrouver en rivière. Il semble presque que les deux pics en basses eaux aient fusionné. Ici, l'altimètre n'observe plus qu'une seule cible. On retrouve ce type de forme d'onde au niveau des cours d'eau qui possédent soit un lac d'accompagnement, soit un bras

mort. Dans tous les cas, cette entité est déconnectée de la rivière en basses eaux. Lors de la crue, l'eau du lit mineur vient s'y épandre, le connectant ainsi à la rivière. On peut alors en déduire une forte connectivité de la plaine au lit mineur qui exerce à son tour le contrôle de l'inondation.

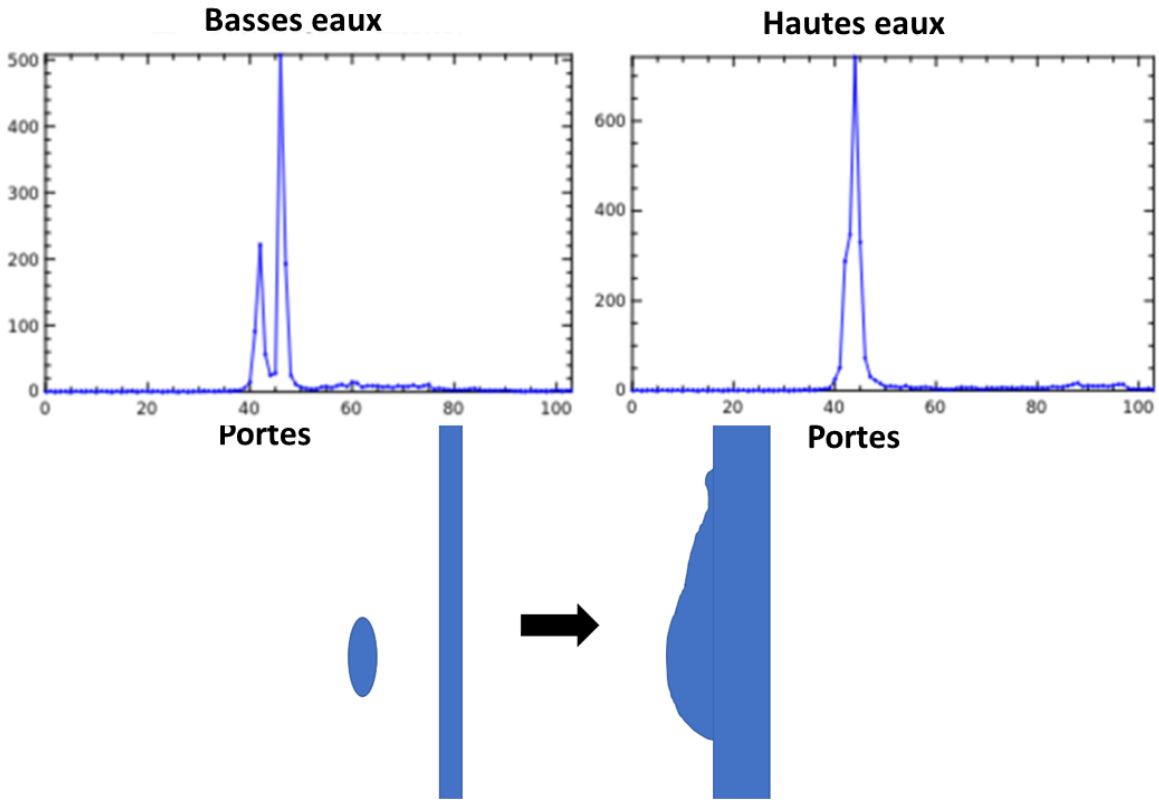


FIGURE 5.2 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 2. Une représentation schématique est ajoutée.

Le troisième groupe (5.3) est quant à lui marqué par un seul pic majeur que ce soit lors des basses eaux ou de la crue. Toutefois, la largeur de ce pic lors de l'inondation est plus importante. Dans tous les cas, l'altimètre n'observe qu'une seule cible hydrologique tout au long du cycle ; on fera abstraction des artefacts à partir des portes 60. On peut retrouver ce type de forme d'onde au niveau des bassins dont la plaine d'inondation est large ; de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres de largeur. On peut alors en déduire une forte connectivité de la plaine au lit mineur qui exerce à son tour le contrôle de l'inondation.

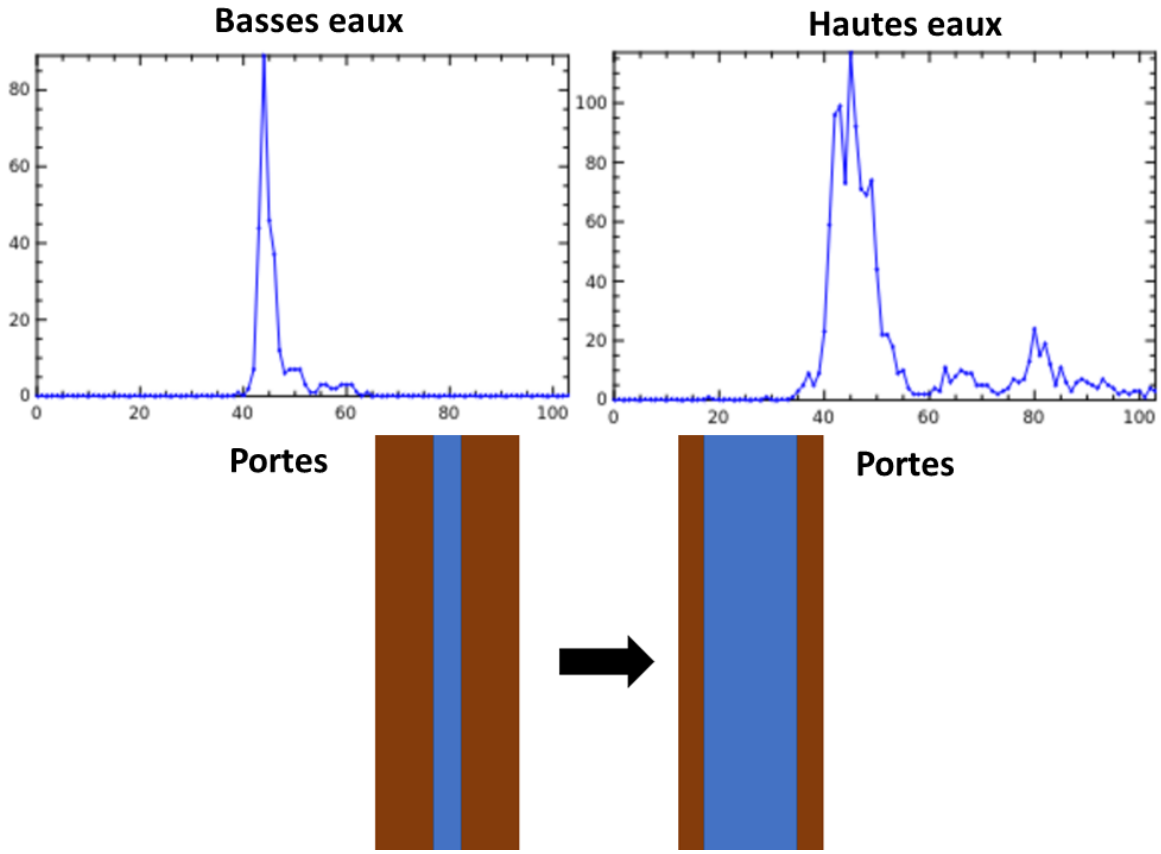


FIGURE 5.3 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 3. Une représentation schématique est ajoutée.

En ce qui concerne le groupe 4, celui-ci est caractérisé par une forme d'onde que nous pourrions qualifier de multi-pics. La position, la largeur ainsi que l'intensité des différents pics sont hautement variables entre la crue et l'étiage, mais aussi d'une année sur l'autre. Dans ce groupe, l'altimètre reçoit les signaux d'une multitude de cibles hydrologiques différentes. De plus, dans cette configuration, il est bien souvent difficile de replacer la rivière au sein des annexes hydrologiques. On retrouve cette configuration au niveau des cours d'eau étant sertis de nombreuses zones humides, lacs, etc, plus ou moins proches de la rivière. Le degré de connectivité au lit mineur est difficile à déterminer, voire impossible dans certains cas. Dans le même temps, le contrôle de l'inondation des différentes cibles ne peut être facilement déduit de cette simple représentation.

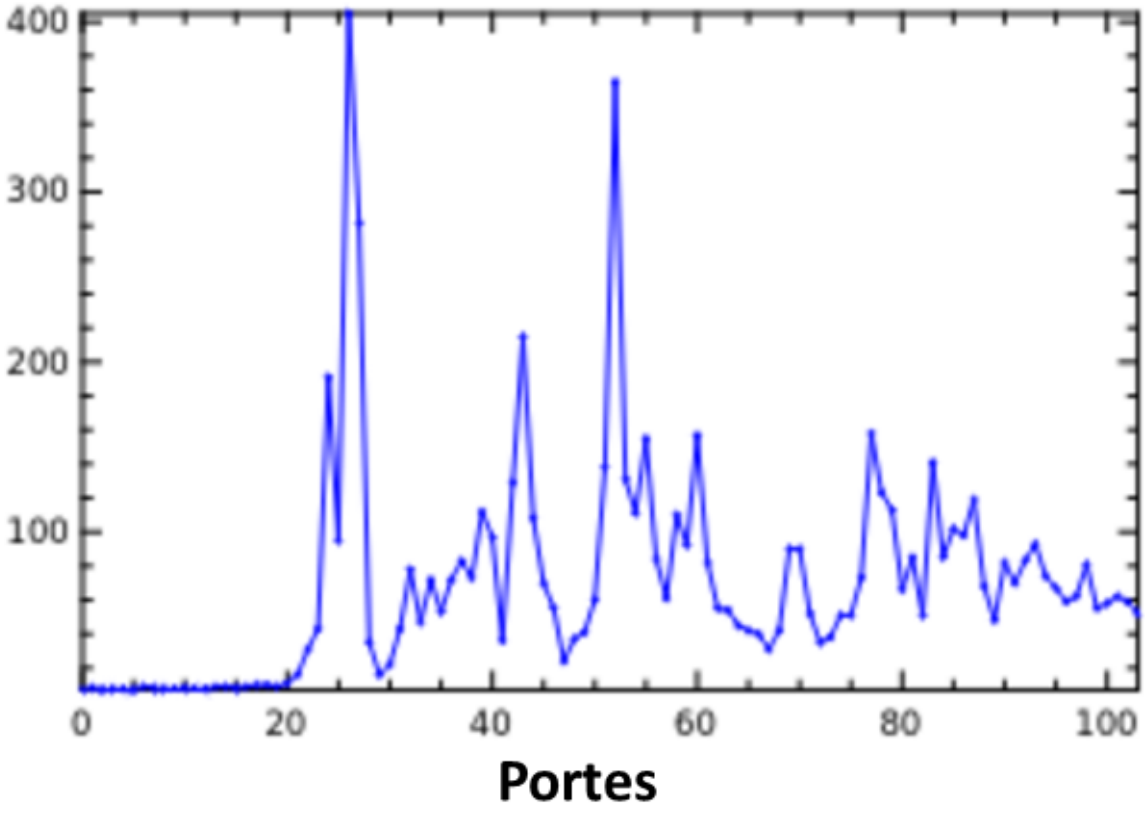


FIGURE 5.4 – Forme d'onde pour le groupe 4. Ici, l'onde reçue par le satellite est multi-pics peu importe la période.

Le groupe 5 (Fig. 5.5) se définit par un écho radar reçu par l'altimètre qui présente de nombreux pics en basses eaux. Cela témoigne alors de la présence de plusieurs cibles hydrologiques au nadir du satellite. L'intensité, la séparation, mais également la largeur des pics nous renseignent sur la distance entre ces différentes cibles et la rivière ; bien qu'il puisse être compliqué de placer la rivière avec précision. À l'inverse, lors de la crue, l'onde radar prend la forme d'un unique pic, relativement large dont la fin présente quelques oscillations. Le satellite observe alors une cible hydrologique relativement large. On retrouve cette configuration, dans la majorité des cas, pour des rivières au style méandreux. Ces dernières présentent à l'étiage de nombreuses annexes hydrologiques comme des lacs, ou encore des bras morts. Lors de la crue, on peut observer que l'inondation envahit l'ensemble du lit majeur. Cela peut alors renvoyer à une forte connectivité et un fort contrôle de l'inondation du lit mineur sur sa plaine d'inondation.

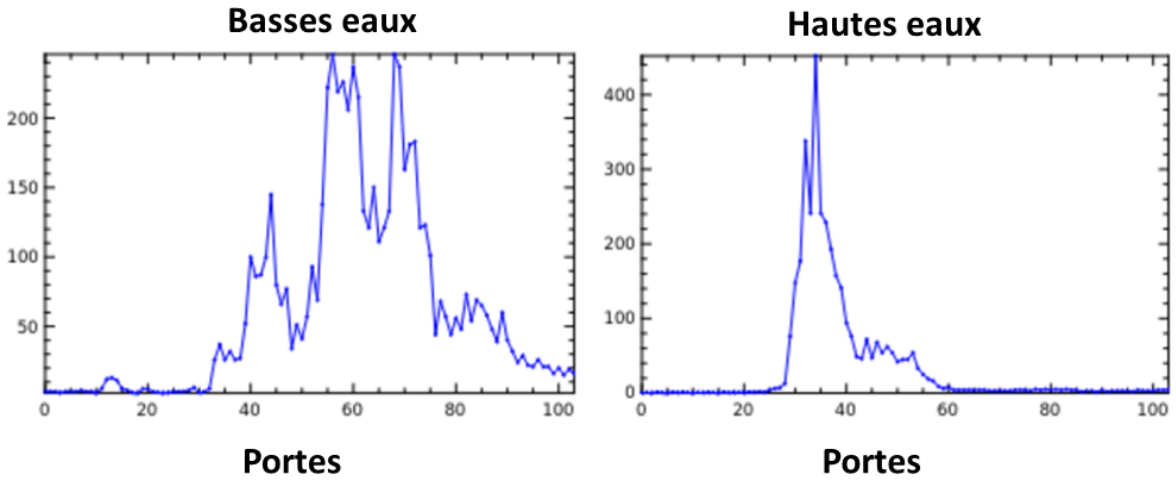


FIGURE 5.5 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 5.

Durant la période de basses eaux, la forme d'onde pour le groupe 6 est similaire à celle d'une rivière ; un seul pic distinct (Fig. 5.6). Néanmoins, lors de la crue, le signal reçu prend la forme d'un écho spéculaire, semblable à ce qu'il est possible d'observer en milieu océanique. Dans cette situation, la forme du signal radar indique la présence d'une cible hydrologique adjacente au cours d'eau. Ces expressions de forme d'onde se retrouvent au niveau des cours d'eau dont la plaine alluviale est majoritairement unilatérale et le débordement n'a lieu que sur une seule rive.

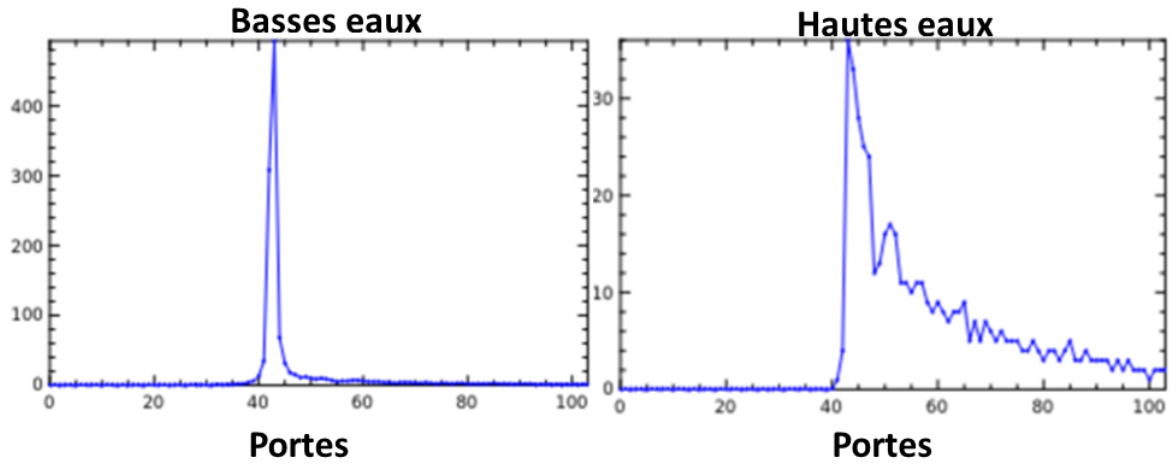


FIGURE 5.6 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 6.

Les plaines d'inondation du groupe 7 sont caractérisées en basses eaux par un pic principal qui domine l'écho radar (Fig. 5.7) et qui peut être associé au cours d'eau. De part et autre, des pics mineurs prennent place et témoignent de cibles hydrologiques secondaires, plus ou moins vastes, et plus ou moins proches du lit mineur. Ces caractéristiques sont représentées par l'intensité des pics et leurs positions vis-à-vis du principal. Au contraire, lors de la crue, l'écho prend la forme de ce qu'il est possible de trouve en rivière, avec un unique pic dont la largeur est sensiblement plus grande. Ici, le cours d'eau est généralement rectiligne avec quelques annexes hydrologiques de part et d'autre ; zones humides, lacs, etc. L'inondation prend alors toute la dimension du lit majeur, qu'importe la largeur de la plaine. Dans la plupart des cas, la largeur de la plaine d'inondation aura un impact sur la largeur du pic de l'écho.

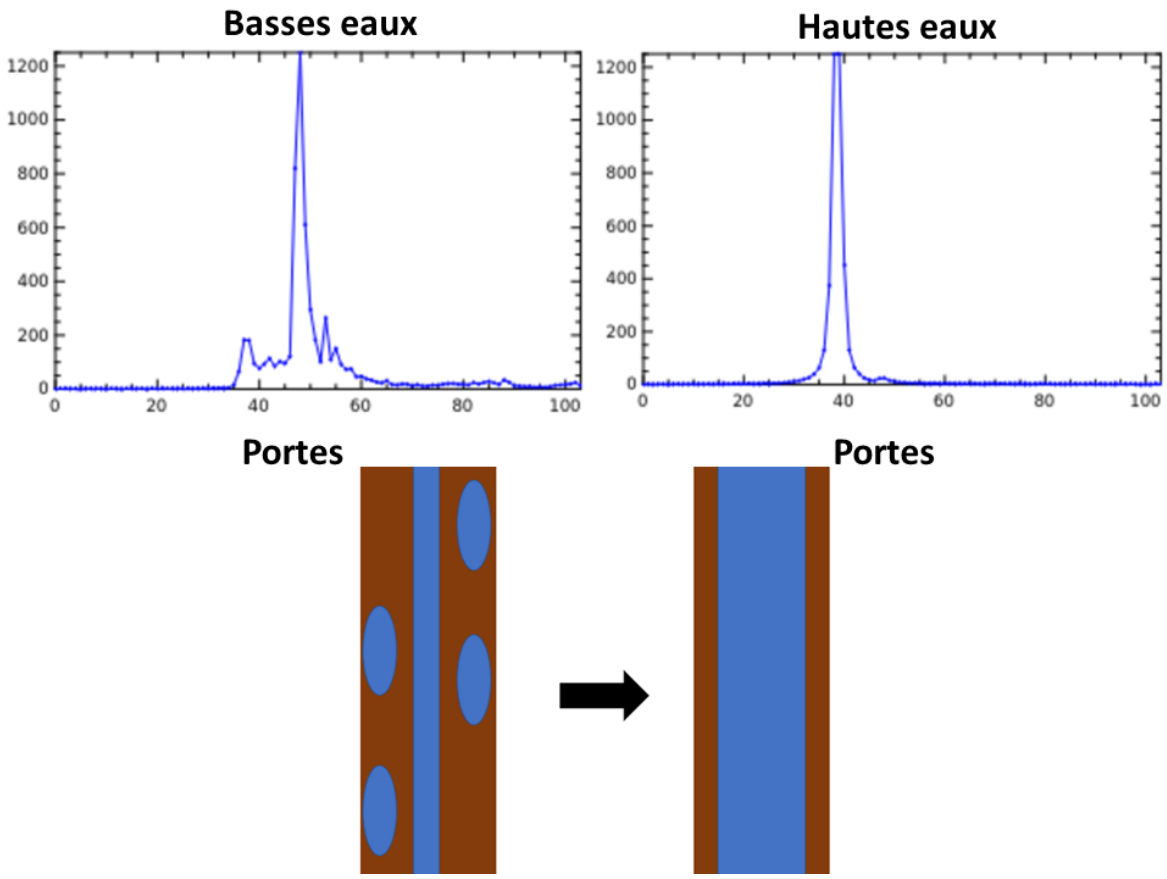


FIGURE 5.7 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 7. Une représentation schématique est ajoutée.

La Figure 5.8 expose les formes d'ondes caractéristiques du groupe 8. On peut remarquer que celles-ci sont très similaires à celles du groupe 2. La différence vient de la proximité du pic secondaire et du pic principal. Cela indique alors une plus grande proximité entre le lit mineur et la cible hydrologique adjacente. Cette typologie de plaine est assez compliquée à définir car on retrouve ce type de forme d'onde au niveau de plaines dont les structures sont assez dissemblables.

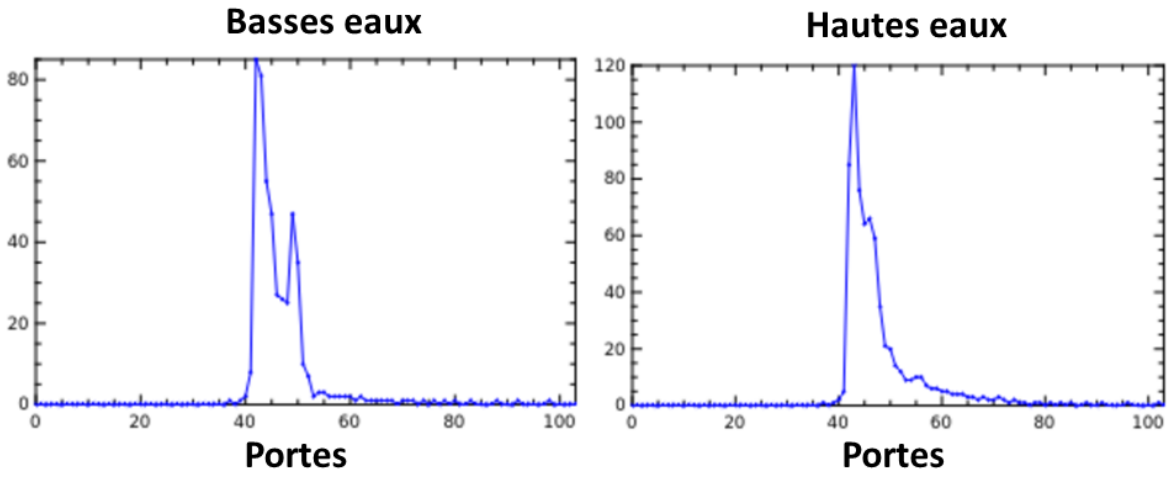


FIGURE 5.8 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 8.

Les bassins du groupe 9 présentent des caractéristiques intéressantes d'un point de vue hydrologique (Fig. 5.9). Tout d'abord, la forme d'onde en basses eaux est marquée par un pic principal assimilable à la rivière et un pic secondaire de moindre intensité et séparé du premier. Lors de la crue, l'intensité de ce pic secondaire tend à augmenter ainsi que sa largeur. Celui-ci reste cependant dissociable du pic principal sans vraiment fusionner avec. Ainsi, ces plaines d'inondation se distinguent par la présence d'une annexe hydrologique aux abords du cours d'eau. La distance est relativement grande entre les deux unités (entre 1 km et 3 km). Alors, si la plaine est totalement déconnectée du lit mineur lors de la période sèche, lors de l'inondation, une liaison s'établit peu à peu entre le lit majeur et le lit mineur. Globalement, la plaine reçoit les apports du cours d'eau ce qui augmente son étendue. On peut également noter que le degré de connexion peut être variable, mais sans jamais présenter une rupture complète. Ici, le lit mineur exerce une contrôle fluvial sur la plaine alluviale.

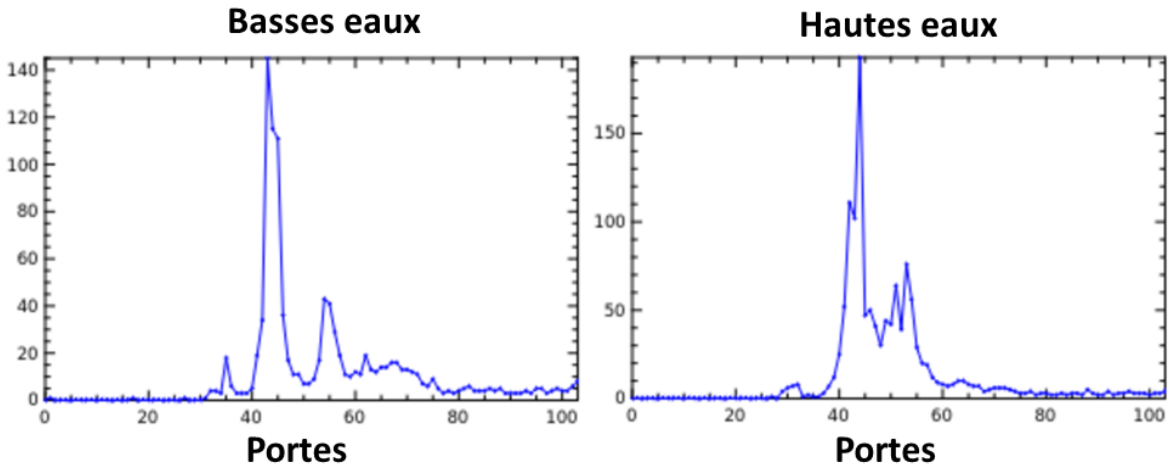


FIGURE 5.9 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 9.

Ce dernier groupe 10 est pour ainsi dire, le cas extrême du précèdent. Que ce soit en hautes eaux ou en basses eaux, l'écho radar présente deux pics distincts qui évoluent de façon indépendante. Dans le cas de la Figure 5.10 le premier pic renvoie au cours d'eau alors que le deuxième fait référence à une cible hydrologique relativement éloignée du lit mineur (supérieur à 5 km). L'inondation semble tout de même avoir un effet sur cette cible hydrologique, ce qui est montré par l'augmentation de la largeur du pic secondaire, gagnant ainsi en étendue et en capacité à réfléchir le signal radar. Toutefois dans le cas présent, la plaine d'inondation possède un caractère totalement déconnecté du lit mineur et aucun transfert de quantité d'eau ne semble avoir lieu ; tout du moins en surface. Dans le cas de ce groupe, il est difficile de déterminer le rôle de la rivière et son influence sur le lit majeur et nécessiterait une analyse en détail de chaque écho radar tout au long de l'année hydrologique.

Toujours est-il, ces résultats mettent en lumière des informations intéressantes sur le fonctionnement dans les grandes lignes de certaines plaines d'inondation ainsi que leur degré de connectivité avec la rivière. Néanmoins, cette analyse est à prendre avec un recul nécessaire. Ce travail n'a été réalisé que sur le bassin du Madeira, ce qui ne constitue qu'une centaine de stations virtuelles altimétriques. Il n'est donc pas pertinent de généraliser ces conclusions. Par ailleurs, la qualification des plaines d'inondation reste encore très simpliste et descriptive plutôt que structurelle et mécanistique comme a pu le proposer Trigg et al. (2012). Néanmoins, cet exercice mériterait d'être extrapolé à l'ensemble du bassin versant afin d'une part,

de raffiner les groupes qui ont pu être définis, mais aussi pour établir et valider les corrélations entre forme d'onde radar et typologie de plaine d'inondation.

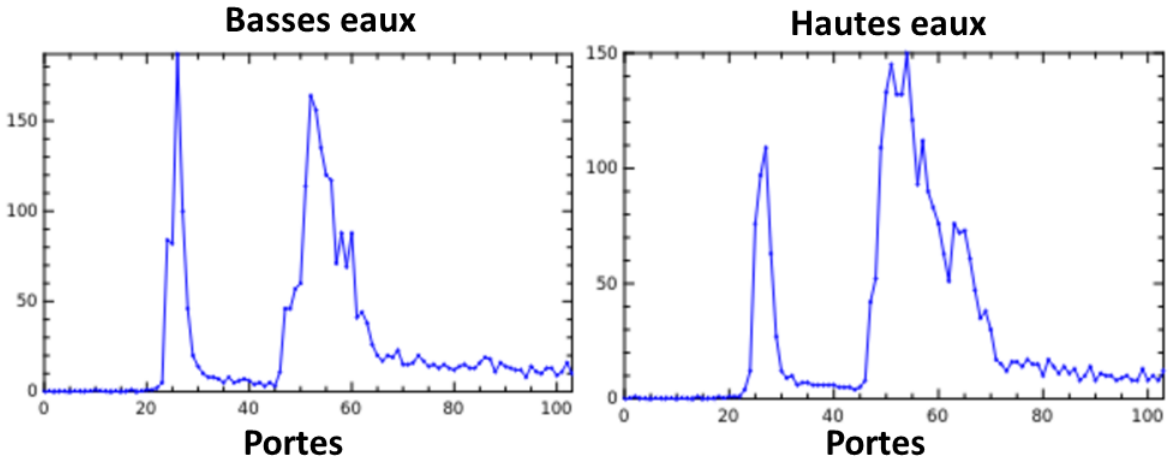


FIGURE 5.10 – Évolution des formes d'onde entre les bassins eaux et les hautes eaux pour le groupe 10.

Enfin, ce travail aura mis en exergue quelques limites de l'altimétrie en milieu fluvial lors de conditions particulières. En effet, quand le cours d'eau présente un style méandreux ou anabranche, ou encore lorsque le lit mineur est bordée par des annexes hydrologiques, il apparaît alors bien compliqué de distinguer avec précision la porte dans laquelle le pic lié à la rivière se situe ; dans la mesure où ce dernier ne constitue pas un pic principal. Par ailleurs, la position de la trace du satellite par rapport à la rivière tient une place importante dans tout ce processus. Cela nous amène donc à nous questionner sur la pertinence des algorithmes de retracking utilisés en milieu continental dans la cas de ces systèmes complexes. Dès lors, l'algorithme de retracking Ice-1 (utilisé dans cette thèse) s'efforce à placer le front de montée au niveau du premier pic important. Dans l'exemple de la Figure 5.5, il n'est pas possible de déterminer lequel des deux pics principaux est issu de la rivière. Ceci peut alors entraîner des erreurs d'estimation de la hauteur d'eau du cours d'eau de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

Toujours est-il, ce travail nous aura permis de mettre en évidence la possibilité d'approcher la typologie d'une plaine d'inondation de manière indirecte. Tout au long du manuscrit, nous avons essayer d'appuyer l'importance que ces typologies tiennent dans la mise en place des mécanismes de débordement, de stockage de l'eau et de transfert de matière. Ces notions

pourraient constituer de futures améliorations du modèle développé ici. Par exemple, le découpage de la plaine alluviale proposé par Sun et al. (2016) serait un bon point de départ. Si dans le cas de SWAT-FloodPlain, nous avons imaginé la plaine d'inondation comme une seule et même unité, avec une vitesse uniforme sur toute la section, les auteurs ont, quant à eux, proposé une fragmentation de la plaine en trois unités du paysage, correspondant au temps de retour de l'eau par la nappe. Il est très facile d'imaginer transposer ce formalisme dans le module de débordement avec, par exemple, un gradient de vitesse et des capacités de transport de sédiments associées à chaque unité. Enfin, dans notre cas, la plaine alluviale est principalement dirigée par la rivière (modèle de débordement *river driven* en anglais). La plaine est déconnectée du cycle de l'eau ; les précipitations ainsi que les apports des versants ne sont pas pris en compte. De plus, la plaine n'est pas connectée aux échanges verticaux : il n'y pas d'infiltration par la nappe ou d'évapotranspiration. Ceci constitue un autre axe d'amélioration du modèle.

Toutefois, si on se concentre exclusivement sur une classification simple des typologies de plaine d'inondation, nous avons mené un travail exploratoire à l'échelle de toutes les plaines d'inondation du bassin versant de l'Amazone (contenues dans le modèle), que nous développerons dans le paragraphe suivant. Il s'agit de ce qu'on pourrait qualifier de *retro engineering*, où les résultats du modèle sont utilisés afin de construire une classification des plaines d'inondation.

5.2 D'une classification non-supervisée des plaines vers l'estimation d'une typologie.

L'objectif à travers cet exercice est de déterminer à partir de données simples, la typologie des plaines d'inondation, ou cas échéant, son fonctionnement. Pour se faire, plusieurs étapes ont été menées. Nous avons réalisé une classification des plaines alluviales à partir des résultats obtenus par le modèle : volume d'eau dans la plaine et flux de matières en suspension fines (Chap. 3&4). Une fois cette classification établie, nous avons construit un réseau de neurones prenant en entrée des données géomorphologiques (comme par exemple le ratio largeur de la plaine par rapport à la largeur du bief) et donnant en sortie la classification précédemment

établie. Nous avons testé cette construction sur deux jeux de données différents ; tout d'abord, sur les volumes d'eau dans les plaines, ensuite sur le flux de MES fines dans les plaines. Nous n'avons pas combiné les deux séries temporelles car, dans la construction du modèle, la quantité de MES dans la plaine est directement liée au débordement ; il aurait donc été redondant d'employer en même temps ces jeux de données.

5.2.0.1 Classification des plaines d'inondation.

Le clustering, ou la classification non supervisée, est une technique d'analyse de données qui consiste à regrouper un ensemble d'objets dans des groupes homogènes (clusters) en fonction de leur similarité. L'objectif du clustering est de diviser les données en sous-ensembles cohérents, où les objets au sein de chaque cluster sont similaires les uns aux autres et différents des objets appartenant à d'autres clusters. Il existe plusieurs algorithmes de clustering qui sont largement utilisés en analyse de données, chacun ayant ses propres avantages et inconvénients en fonction des caractéristiques des données et des objectifs de l'analyse. Dans notre cas, la classification s'appuie sur des données dont la structure est une série temporelle. Bien que de très nombreux algorithmes de clustering existent, très peu sont spécifiques ou performants sur un problème lié à des séries temporelles (Aghabozorgi et al., 2015). Dans cet exercice, nous ne nous sommes penchés que sur un seul algorithme ; celui des k-moyens car c'est le plus rapide à mettre en place et il donne des résultats plus que satisfaisants.

La méthode des k-moyens (k-means en anglais) est l'un des algorithmes de clustering les plus populaires en raison de sa simplicité et de sa rapidité de convergence (Hartigan et al., 1979). Il est utilisé pour diviser les données en K clusters distincts en minimisant la somme des carrés des distances entre chaque point de donnée et le centre du cluster auquel il est assigné. La méthode des k-moyen est en outre, simple, rapide et efficace pour les grandes bases de données (Ahmed et al., 2020).

Le nombre optimal de clusters pour une classification k-means peut être déterminé en utilisant des méthodes de validation telles que la méthode elbow, la méthode silhouette ou la méthode Gap statistic. Ici, nous avons pris la décision de nous reposer seulement sur la métode elbow, car c'est la plus répandue. Celle-ci consiste à tracer le score d'inertie de la

classification en fonction du nombre de clusters, et à choisir le nombre de clusters au point d'inflexion du graphique, qui ressemble à un coude. Le score d'inertie mesure la somme des distances aux carrées de chaque point au centre de son cluster.

La Figure 5.11 présente les résultats de la méthode elbow appliquée sur les volumes inondés dans les plaines d'inondation (gauche) et les MES fines présentes dans les plaines (droite). En ce qui concerne le graphique des volumes d'eau, un premier point d'inflexion apparaît pour un nombre de cluster de trois. Dans cette situation, les plaines d'inondation sont avant tout classifiées en fonction de leur position géographique (i.e leur latitude). La classification met alors en exergue les plaines de l'hémisphère Sud, de l'hémisphère Nord, et enfin, les plaines centrales de l'Amazone. Bien que valide, cette classification ne permet pas de se rendre compte du fonctionnement et de la typologie des plaines. Un autre point d'inflexion est présent pour un nombre de huit clusters. Pour ce qui est des MES fines, le point d'inflexion est présent pour un nombre de six clusters.

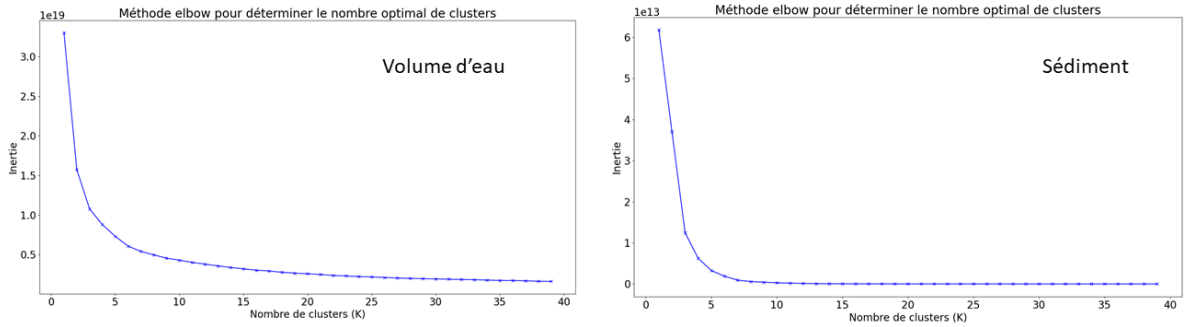


FIGURE 5.11 – Méthode elbow appliquée aux volumes d'eau stockés dans les plaines d'inondation (gauche) et aux sédiments transitants dans les plaines (droite).

La Figure 5.12 présente les huit clusters de volumes inondés dans les plaines d'inondation. Les séries temporelles issues du modèle entre 2000 et 2018 ont été normalisées sur les moyennes journalières inter annuelles. Les courbes en gris présentent les séries temporelles du cluster alors que la courbe rouge représente la moyenne du cluster. On observe que la classification est particulièrement sensible sur le début de l'inondation ainsi que sur la durée de la crue ; ce qui est notamment visible pour le cluster 1, 2, 4, 6 et 7.
La Figure 5.13 présente les six clusters de MES fines dans la plaine d'inondation. Le code du graphique est le même que pour le précèdent. Notons enfin que les clusters sont assez différents les uns des autres, autant en termes de formes que de temporalité. On peut également noter

que le cluster 4 est particulier dans la mesure où la tendance moyenne est nulle.

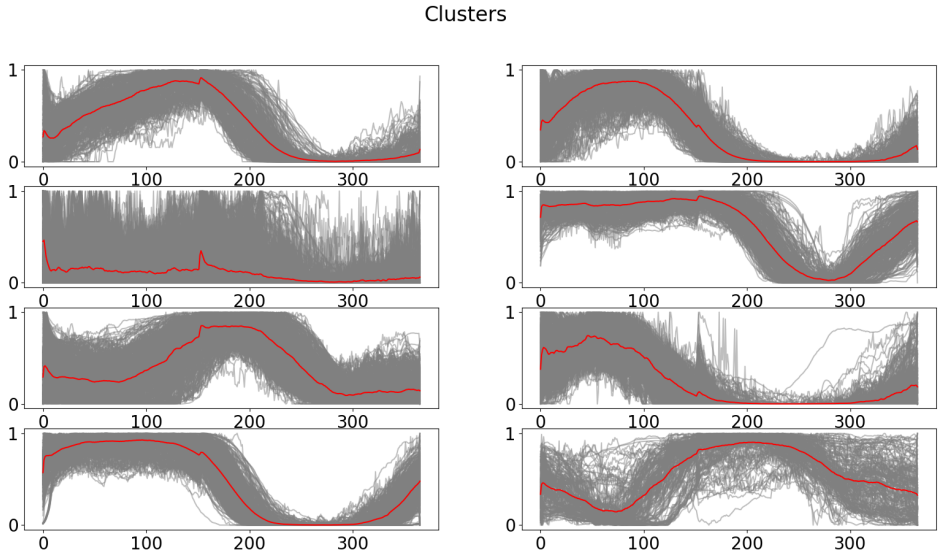


FIGURE 5.12 – Représentation graphique des clusters de volumes inondés dans les plaine d'inondation : les séries temporelles entre 2000 et 2018 ont été normalisées sur les moyennes journalières inter annuelles. Les courbes en gris présentent les séries temporelles du cluster et la courbe rouge représente la moyenne du cluster.

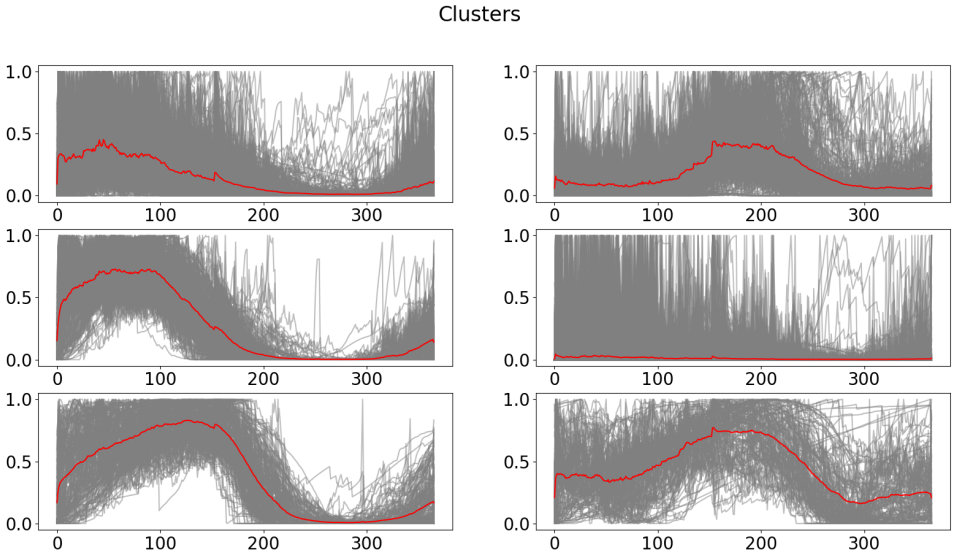


FIGURE 5.13 – Représentation graphique des clusters pour les MES fines dans les plaine d'inondation : les séries temporelles entre 2000 et 2018 ont été normalisées sur les moyennes journalières inter annuelles. Les courbes en gris présentent les séries temporelles du cluster et la courbe rouge représente la moyenne du cluster.

La Figure 5.14 expose la représentation spatiale des clusters associés aux volumes d'eau inondés dans la plaine alluviale sur le bassin amazonien. La répartition des clusters semble, à première vue, suivre une organisation géographique, avec par exemple les cluster 1 ou 8 (orange/noir) présents uniquement au Sub/Nord. De plus, on peut également se rendre compte d'une transition entre les clusters 7 (vert pomme) et 2 (kaki) sur la plaine centrale entre le Solimões et l'Amazone. On objectera toutefois que le cluster 4, bien que principalement localisé dans les Andes, se retrouve un peu partout sur le bassin.

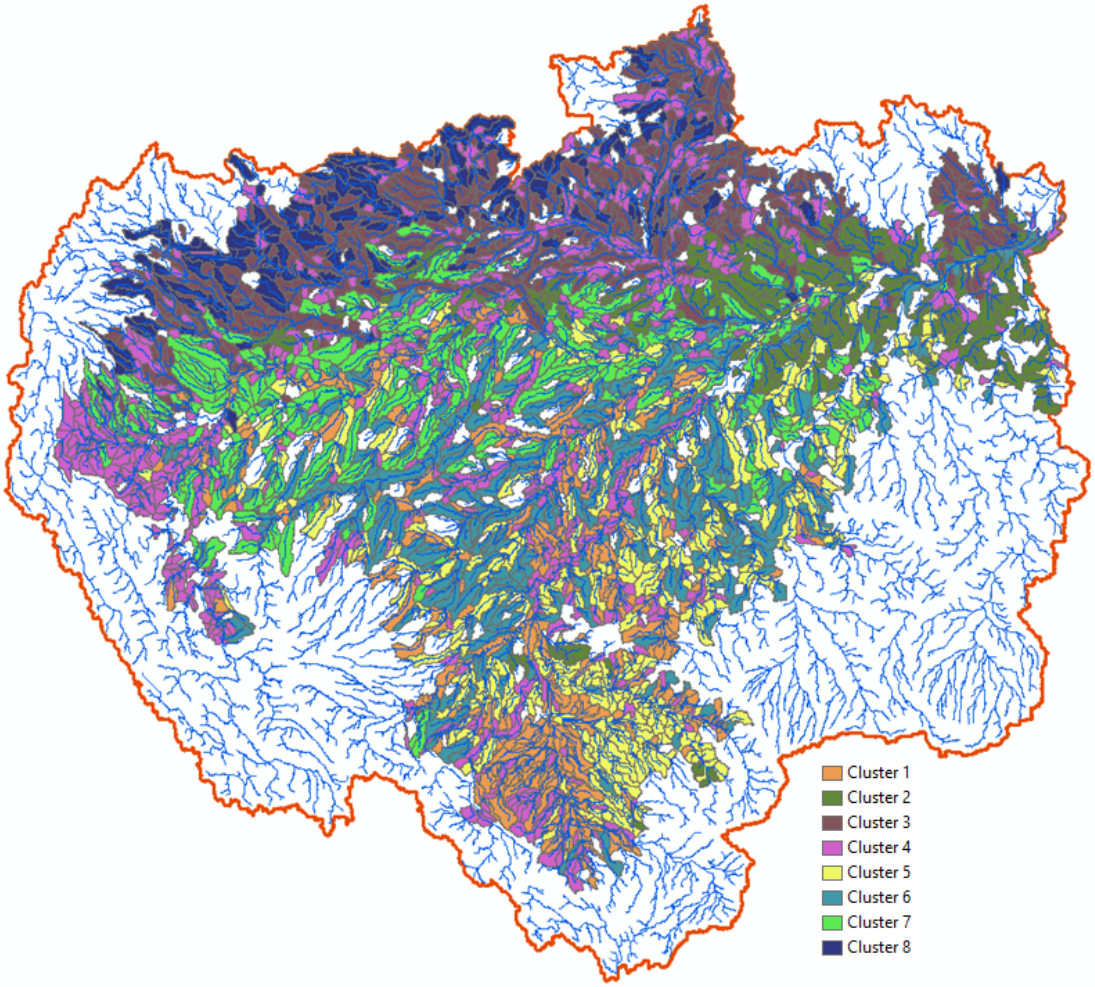


FIGURE 5.14 – Représentation spatiale des huit clusters associés aux volumes d'eau inondés dans les plaines d'inondation.

La Figure 5.15 montre la représentation spatiale des clusters associés aux MES fines présents dans les plaines d'inondation du bassin de l'Amazone. Dans cette configuration, seulement deux clusters sont répartis géographiquement. Il s'agit du cluster 3 (cyan), que l'on peut trouver seulement dans l'hémisphère Nord et du cluster 6 (vert), uniquement présent dans l'hémisphère Sud. Les autres clusters n'exposent, quant à eux, pas de répartition spatiale particulière. On peut néanmoins noter que le cluster 4 (noir) regroupe la majorité des plaines d'inondation du bassin. Lorsqu'on se réfère à la dynamique de ce cluster (Fig 5.13), il s'agit d'un cluster dont la dynamique moyenne est nulle, avec une temporalité non identifiable. Il n'est alors pas impossible d'exclure que les plaines n'ayant pas été placées dans les autres clusters, aient été classées dans celui-ci.

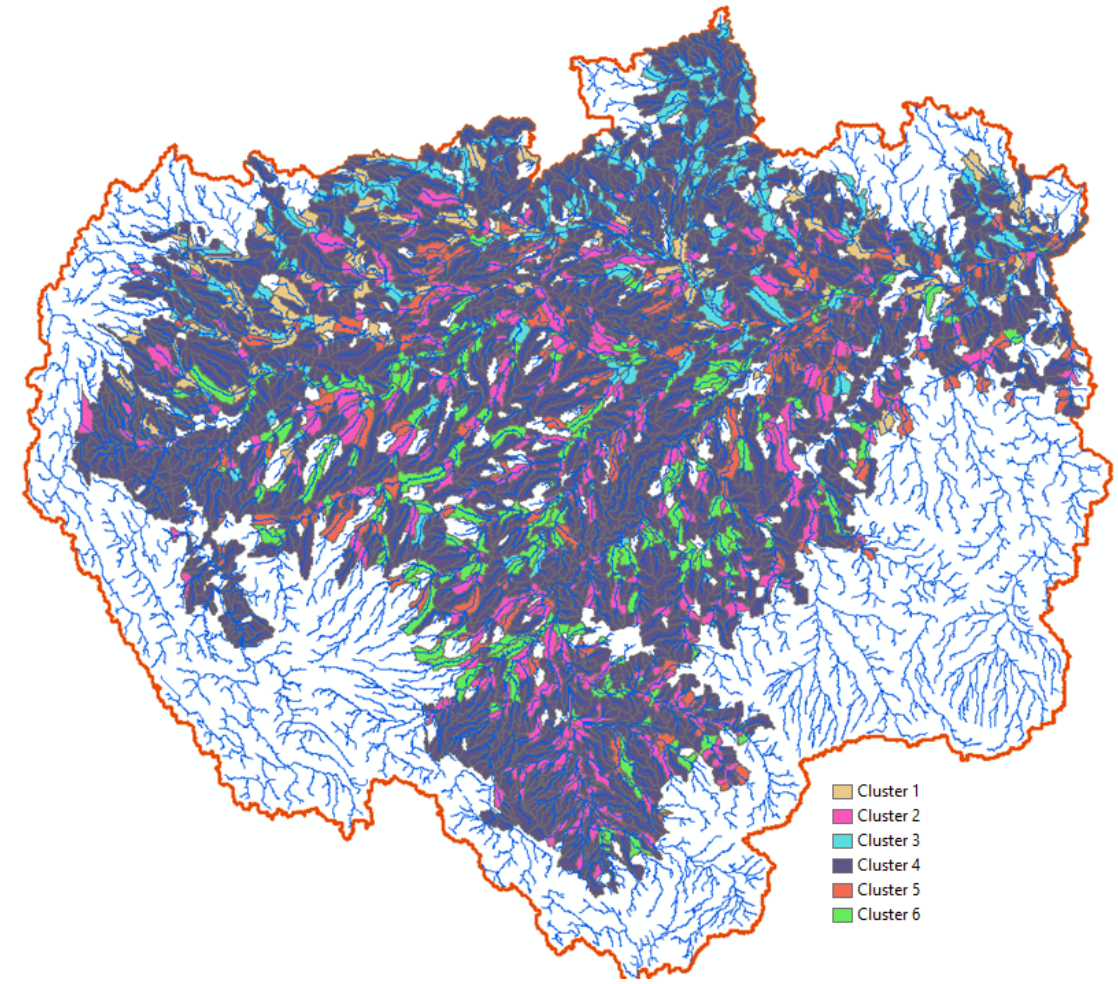


FIGURE 5.15 – Représentation spatiale des six clusters associés aux MES fines dans les plaines d'inondation.

Il est nécessaire d'indiquer que d'autres algorithmes de classification pourraient être utilisés. En outre le Dynamic Time Wrapping (Müller, 2007) semble être un excellent candidat pour ce travail. Par manque de temps, nous avons pas pu le mettre en place, le temps de convergence de ce dernier étant trop important. Ce dernier permet toutefois de palier un bon nombre de problèmes liés à l'analyse des séries temporelles.

L'algorithme Dynamic Time Wrapping (DTW) est un algorithme de comparaison de séries temporelles qui permet de mesurer la similitude entre deux séries temporelles de longueurs différentes et qui ne sont pas alignées temporellement. C'est une technique couramment utilisée en reconnaissance de la parole, en traitement du signal, en reconnaissance de gestes, en reconnaissance de caractères manuscrits, en bio-informatique, etc (Yadav and Alam, 2018). L'algorithme DTW calcule le coût d'alignement minimum entre deux séries temporelles en mesurant la distance entre les points correspondants dans les séries temporelles. Cette distance est appelée "coût de correspondance" et est calculée à partir des différences entre les valeurs des deux séries temporelles à chaque point temporel. L'algorithme DTW permet également de déterminer les correspondances temporelles optimales entre les deux séries temporelles, en effectuant une recherche à travers tous les chemins d'alignement possibles. Le principal avantage de l'algorithme DTW est sa capacité à aligner des séries temporelles de longueurs différentes et à gérer les variations de vitesses et de fréquences d'échantillonnage. Cependant, l'algorithme DTW a une complexité temporelle quadratique, ce qui peut le rendre inefficace pour les grandes séries temporelles. Des variantes de l'algorithme DTW ont été proposées pour réduire le coût de calcul et améliorer les performances, notamment en utilisant des heuristiques de contrainte de chemin, des approches d'échantillonnage, des stratégies de rejet de correspondances, etc (Yuan et al., 2011).

Touefois, cette seule classification ne permet pas de caractériser véritablement les plaines d'inondation

Un algorithme de réseau de neurones est un ensemble d'opérations mathématiques qui permettent à un modèle de réseau de neurones de traiter des données en entrée pour produire une sortie. Les données sont souvent divisées en un ensemble d'entraînement et un ensemble de validation. Les poids et les biais du modèle sont initialisés aléatoirement avec des valeurs faibles. Les données en entrée sont transmises à travers le réseau de neurones en utilisant

des fonctions d'activation qui permettent aux neurones de produire une sortie. Les sorties des neurones de la couche d'entrée sont utilisées comme entrée pour la couche suivante, et ainsi de suite, jusqu'à ce que la sortie finale soit produite. Les étapes de propagation directe et de rétropropagation sont répétées de manière itérative jusqu'à ce que l'erreur entre la sortie réelle et la sortie attendue soit suffisamment faible. Le modèle entraîné est validé en utilisant l'ensemble de validation pour vérifier que le modèle généralise bien à de nouvelles données. Les algorithmes de réseau de neurones sont très flexibles et peuvent être utilisés pour de nombreux types de tâches, tels que la classification, la régression, la génération de texte, la segmentation d'image, etc. Ils sont également très adaptatifs et peuvent s'ajuster à de nouveaux types de données, ce qui les rend très utiles dans les domaines de l'apprentissage automatique et de l'intelligence artificielle. Dans notre cas (Fig. 5.16), nous avons construit un réseau de neurones afin de déterminer, à partir de variables géomorphologiques facilement calculables pour les plaines d'inondation, le cluster qui lui été associé. L'objectif principal est alors d'obtenir une classification fonctionnelle des typologies de plaine alluviale. Les variables en entrée associées à chaque plaine sont : le ratio entre la largeur de la plaine et la largeur du cours d'eau, la pente de la plaine (qui est prise égale à celle du cours d'eau), la hauteur à plein bord, la longueur de la plaine, l'altitude de la plaine, l'aire de la plaine et enfin, l'aire drainée associée au cours d'eau. Après plusieurs essais, la meilleure architecture est obtenue pour trois couches cachées possédant respectivement : 10, 40 et 20 neurones chacune. Le même réseau (car l'architecture était une fois encore la meilleure) a été utilisé pour déterminer les clusters liés aux volumes inondés et les clusters liés aux MES fines.

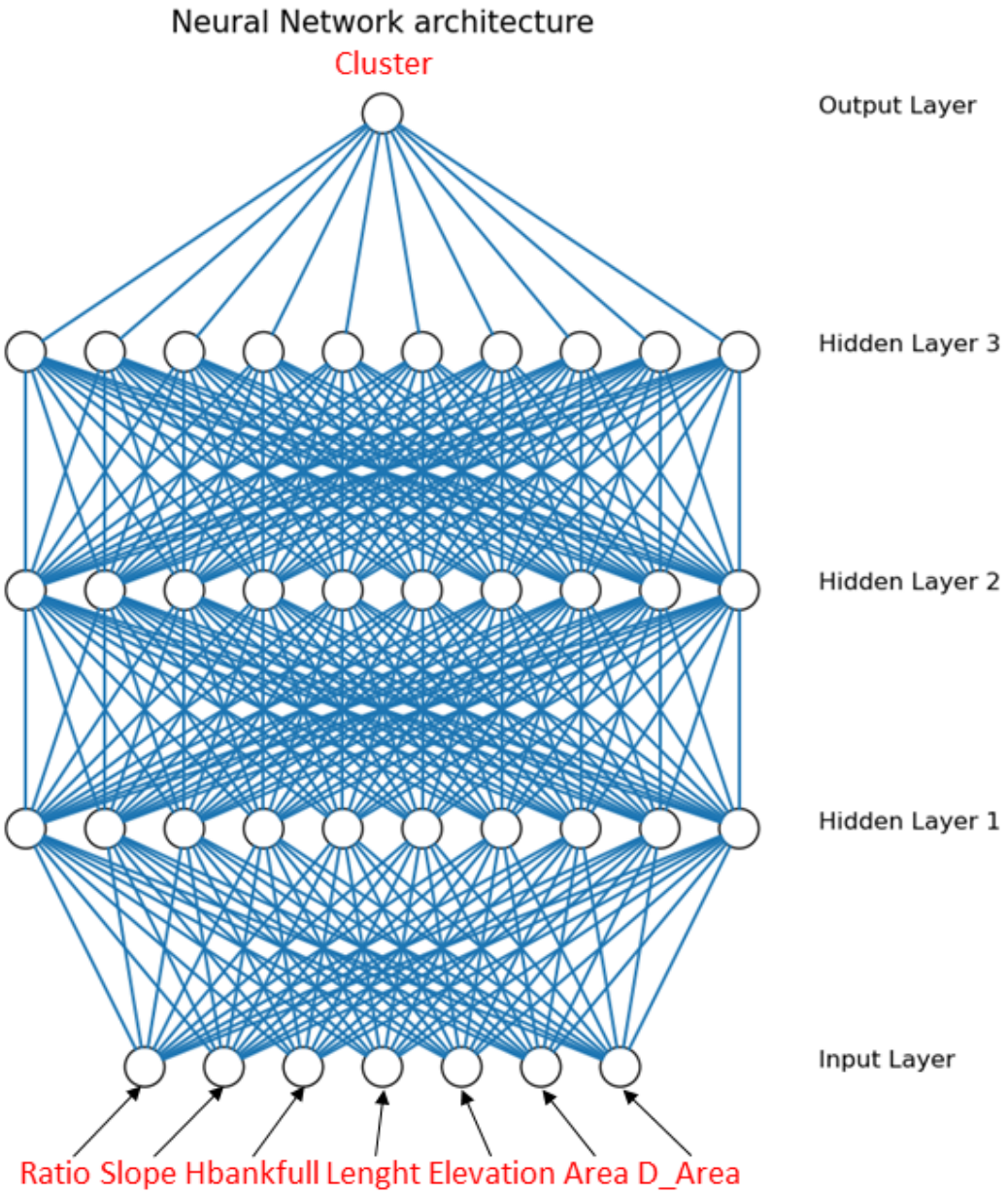


FIGURE 5.16 – Architecture du réseau de neurones utilisé avec : en entrée les variables géomorphologiques associées aux plaines d'inondation, les trois couches cachées, et en sortie le cluster précédemment déterminé. À noter que le nombre de neurones dans les couches cachées n'est pas contractuel.

La Table 5.1 présente les résultats du réseau de neurones pour les clusters associées aux volumes d'eau inondés dans les plaines et les différentes métriques associées. Le recall permet de savoir le pourcentage de positifs bien prédit par notre modèle. Plus il est élevé, plus le modèle de Machine Learning maximise le nombre de Vrai Positif, sans pour autant dire que

le modèle ne se trompe pas. La précision est assez similaire au recall et permet de connaître le nombre de prédictions positives bien effectuées. Plus elle est élevée, plus le modèle de Machine Learning minimise le nombre de Faux Positif. Le f1-score permet d'effectuer une bonne évaluation de la performance de notre modèle et est assimilable à une moyenne harmonique. Plus ce dernier est élevé, plus le modèle est performant dans ses prédictions (Goutte and Gaussier, 2005). Enfin, il est important de préciser que si la précision est inféodée à une catégorie particulière (ici un cluster) l'accuracy est estimée à l'échelle globale du réseau.

L'accuracy pour le réseau de neurones associé aux clusters de volumes inondés est de 0,50. En d'autres termes, le modèle parvient à classer correctement les clusters de l'échantillon de validation une fois sur deux. Ainsi, sans être particulièrement mauvais, le modèle est satisfaisant. De plus, on remarque que le modèle arrive relativement bien à déterminer les clusters 3, 4 et 7. Le cluster 3 (Fig. 5.12 & 5.14) renvoie à des plaines dont la dynamique d'inondation présente peu de temporalité et ces dernières sont majoritairement présentes dans l'hémisphère Nord du bassin. Le cluster 4 quant à lui est présent sur l'ensemble du bassin avec une présence plus marquée au niveau des Andes et des têtes de bassin. Enfin, le cluster 7 est davantage présent au niveau des plaines centrales du Solimões.

	precision	recall	f1-score	support
Cluster 1	0.58	0.43	0.49	98
Cluster 2	0.39	0.35	0.37	74
Cluster 3	0.51	0.67	0.58	109
Cluster 4	0.56	0.57	0.57	205
Cluster 5	0.43	0.36	0.39	102
Cluster 6	0.34	0.46	0.39	82
Cluster 7	0.53	0.56	0.55	80
Cluster 8	0.50	0.27	0.35	55
accuracy			0.50	805
macro avg	0.48	0.46	0.46	805
weighted avg	0.49	0.49	0.48	805

TABLE 5.1 – Résultats du réseau de neurones pour les clusters associées aux volumes d'eau inondés dans les plaines.

La Table 5.2 expose les résultats du réseau de neurones pour les clusters associées aux MES fines dans les plaines. L'accuracy est ici de 0,63 ce qui est plutôt très satisfaisant. Le cluster le mieux classé est le cluster 4, avec un f1-score de 0,83. Ce cluster renvoie aux plaines dont la tendance moyenne est nulle, sans temporalité particulièrement identifiable. Toutefois, il n'est pas impossible que celui-ci soit soumis à un biais de représentation dans la mesure où ce seul cluster représente environ 60% de l'échantillon total.

	precision	recall	f1-score	support
Cluster 1	0.30	0.15	0.20	39
Cluster 2	0.37	0.43	0.40	117
Cluster 3	0.37	0.48	0.42	61
Cluster 4	0.81	0.85	0.83	466
Cluster 5	0.29	0.13	0.18	60
Cluster 6	0.38	0.35	0.37	62
accuracy			0.63	805
macro avg	0.42	0.40	0.40	805
weighted avg	0.62	0.63	0.62	805

TABLE 5.2 – Résultats du réseau de neurones pour les clusters associées aux MES fines dans les plaines.

En conclusion, ces résultats, bien qu'intéressants, ne répondent pas vraiment à notre objectif premier qui est de déterminer à partir de variables géomorphologiques une typologie fonctionnelle de plaine d'inondation (cf : 5.1.1). Toutefois, plusieurs pistes d'amélioration pourraient potentiellement résoudre ce problème. Le plus trivial serait tout d'abord d'intégrer d'autres variables géomorphologiques afin d'enrichir la base de données d'entrée (Allen et al., 1994) : la hauteur de la canopé, le degré de connectivité entre le lit mineur et la plaine, le ratio entre la largeur du cours d'eau et de la vallée, le taux de méandrage, la puissance de la plaine ainsi que le taux de compression du débit. Dans un second temps, afin de se concentrer principalement sur une typologie fonctionnelle de plaine, il serait intéressant de centrer les chroniques de volumes d'eau et de MES fines afin de s'affranchir de la dimension temporelle du signal. En effet, il semble bien dans cette exercice que la discrimination des plaines est avant tout effectuée sur l'aspect temporel de l'inondation. Enfin, d'autres algorithmes de classification et architecture de réseaux de neurones pourraient être testés afin de déterminer la combinaison optimale entre les deux.

5.3 Réflexion sur les sédiments.

Le module développé s'est avéré efficace afin de modéliser les MES fines dans les cours d'eau du système amazonien. On pourra toutefois objecter que la loi de capacité de transport mise en place reste simple, dans la mesure où elle n'est qu'une simple fonction de la vitesse du cours d'eau. De plus il est important de pointer que dans cette étude, nous nous sommes focalisés seulement sur les MES fines. Il est donc nécessaire d'intégrer les particules les plus grossières afin de connaître la totalité de la fraction en sédiments. Notons toutefois que dans l'état actuel du modèle, aucun des modules existants ne semble particulièrement satisfaisant pour prendre en compte les phénomènes de charriage ou de saltation des particules. Enfin, dans SWAT, une fraction sédimentaire est considérée comme homogène sur l'ensemble de la colonne d'eau ; ce qui est un biais conceptuel. Ainsi, tout en gardant un formalisme simple, ces différents points constituent des axes de développement en vue d'améliorer la représentation des processus dans le modèle.

En ce qui concerne le module de MES fines dans la plaine d'inondation, il est difficile de déterminer avec précision sa validité. Toutefois, au cours de l'étude, nous avons relevé quelques points qui pourraient être améliorés ou modifiés lors de futurs développements. Tout d'abord, le coefficient qui permet de calculer la capacité de transport dans la plaine est le même que celui du bief. Dans un sens, il apparaît très simpliste et peu probable que la plaine d'inondation possède la même puissance que la rivière, et il serait judicieux d'associer un coefficient propre à la plaine d'inondation afin d'améliorer l'estimation de la capacité de transport. D'un autre côté, cela revient à créer un n-ième coefficient pour le modèle, où il serait préjudiciable de tomber dans des problématiques de sur-paramétrisation. Le modèle n'est alors plus qu'un ensemble de paramètres qu'il faut ajuster et dont la représentation des processus est plus ou moins déconnectée de la réalité.

Dans la mise en place des formalismes de la plaine, nous avons introduit la possibilité pour les MES fines de sédimenter dans la plaine, ce qui n'était pas disponible dans le modèle par défaut. Ainsi, lorsque la capacité de transport le permet, c'est d'abord ce stock qui est remis en suspension avant l'érosion de la plaine. Toutefois, nous n'avons observé aucune sédimentation nette dans aucune des plaines du bassin. Cet effet du modèle semble être biaisé par rapport

aux processus ayant effectivement lieu dans la réalité. En effet, plusieurs études suggèrent que les plaines d'inondation sont de véritables zones de sédimentation et viennent réduire drastiquement la charge sédimentaire dans le cours d'eau ; c'est le cas de (Guyot et al., 1999) au niveau de la plaine du Rio Beni.

Par ailleurs, lorsqu'on se réfère à la description des unités de réponse hydrologique de type de plaine d'inondation proposée par Trigg et al. (2012), la plaine alluviale apparaît comme une véritable mosaïque typologique (cf. Fig. 1.22). Ainsi chaque unité possède ses propres caractéristiques géomorphologiques et réagit différemment en termes de transport sédimentaire. Dans le cadre du modèle, la plaine d'inondation est amalgamée à une seule entité. Cette approche implique alors une définition unique des processus sur l'ensemble de la plaine, masquant donc les particularités de chaque typologie. De futurs développements de SWAT pourraient ainsi s'intéresser à l'intégration de ces différentes typologies de plaine d'inondation dans le modèle, en prenant en compte les modalités de transport sédimentaire propres à chacune. Cependant, ceci apporte un questionnement non négligeable sur le modèle. En effet, SWAT est un modèle qui, dans sa philosophie, se veut être une représentation simplifiée des processus naturels. En acceptant l'hypothèse que la complexification du modèle entraîne une amélioration significative des résultats (ce qui n'est pas forcément vrai), dans quelle mesure est-il convenable et acceptable de complexifier un modèle qui, à l'origine, se veut simplifié ? En outre, dans le cas des sédiments, il pourrait être tout aussi intéressant et avantageux de coupler localement à un modèle hydrologique/hydraulique 2D le module de qualité de l'eau de SWAT afin de proposer une représentation plus réelle des transferts latéraux de matières entre la plaine d'inondation et le lit mineur.

Dans la continuité de ces réflexions, il est également important de se questionner sur l'utilisation des données MODIS afin de déterminer la concentrations en MES fines dans la plaine alluviale. En effet, bien que de très nombreuses études (Chapitre 4) aient démontré la capacité, la robustesse et les nombreux avantages d'employer cette technique dans le cours d'eau, les résultats apportés dans cette thèse ne sont pas aussi convainquants pour la plaine d'inondation. Tout d'abord en ce qui concerne les cours d'eau, un des inconvénients majeurs de cette approche est la nécessité de recourir à des relations empiriques entre concentration et réflectance. Si dans l'ensemble les comparaisons entre les données issues des observations

spatiales et les simulations sont satisfaisantes et sont comprises dans la même gamme, on peut tout de même s'interroger sur l'extrapolation des relations concentration - réflectance sur l'ensemble des stations virtuelles. Dans le même esprit, pour ce qui est de la plaine d'inondation, la relation utilisée pour la station virtuelle rivière a été utilisée pour la station virtuelle de plaine. Toutefois, aucun élément ne nous permet de véritablement juger de la validité de cette dernière assomption. D'autre part, nous rappelons que les pixels des images MODIS sont de taille 250m x 250m. Cela ne pose pas de problème dans le cas des rivières, notamment les rivières amazoniennes, où la turbidité de l'eau peu être considérée constante, ou tout du moins ne pas changer significativement, sur une emprise de station virtuelle. Dans le cas des plaines d'inondations, à la lumière des réflexions du paragraphe précèdent, il est déjà tout à fait possible qu'un seul pixel réunisse plusieurs typologies différentes où la couleur de l'eau varie. Toutefois, ceci pourrait potentiellement être pallié par l'utilisation de Sentinel-2 (imageur optique) dont la résolution des images est d'environ 20m x 20m. C'est d'ailleurs ce que montre Marinho et al. (2021) au niveau des Anavilhanas du Rio Negro (Fig. 5.17). Cela entraîne, de nombreux questionnements quant à l'utilisation de ces imageurs à haute résolution dans un objectif de validation des modèles comme SWAT. En outre ici, la question centrale serait : où positionner la station virtuelle dans la plaine ? En effet, dans l'hypothèse où le satellite permet de discriminer sur un même secteur des zones avec des dynamiques et des concentrations différentes, le modèle considère les unités du paysage comme des zones homogènes où les processus et les variables associés sont identiques sur l'ensemble de la section. Le modèle est-il alors une moyenne des processus de la section d'unité du paysage ou ne permet-il de représenter que le processus dominant ? Cette expérience de pensée, bien que très intéressante, permet de mettre en exergue une limite non négligeable de l'application des modèles semi-distribués et de leur validation au niveau de zones hétérogènes. Ces questionnements ouvrent le champ des possibles à de nouveaux axes de réflexion et des développements futurs.

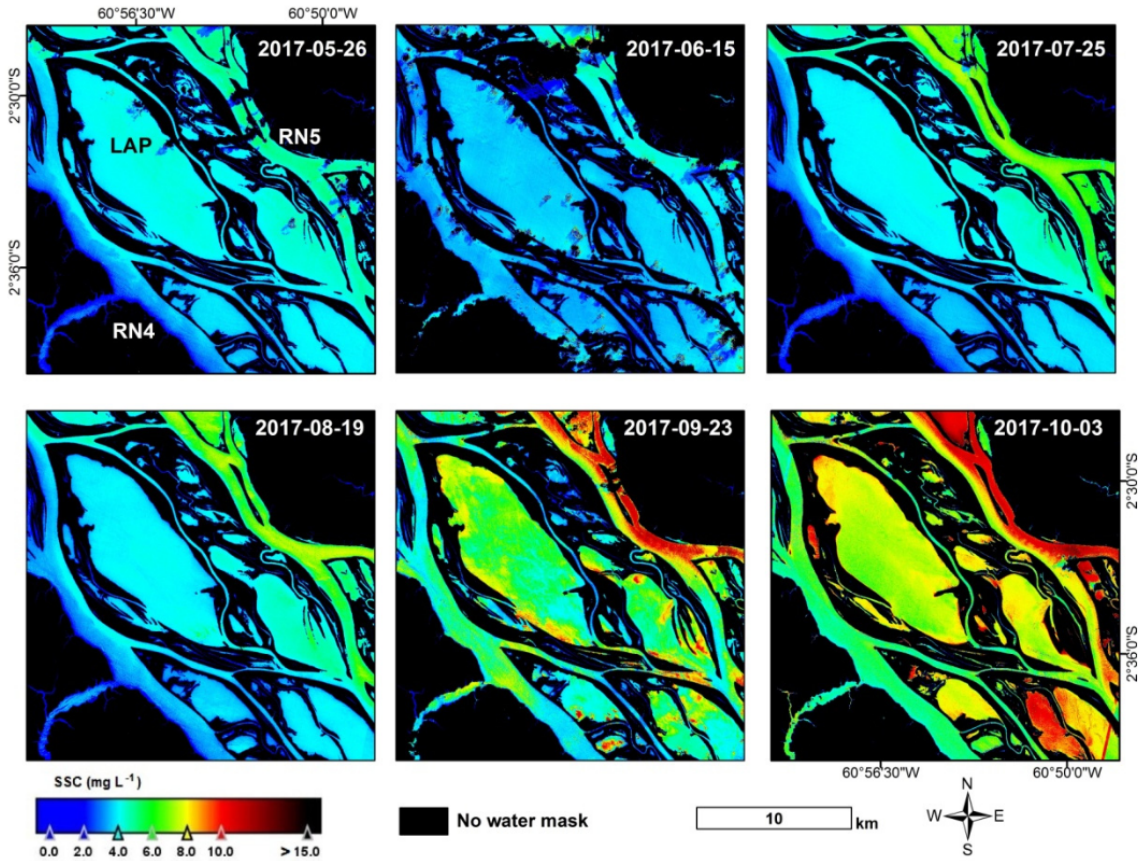


FIGURE 5.17 – Variabilité spatiale et temporelle de la concentration en MES de surface issue d'image Sentinel-2 entre Mai et Octobre 2017 sur l'archipel des Anavilhanas du Rio Negro. D'après Marinho et al. (2021).

En ce qui concerne les flux sédimentaires, dans cette thèse, nous ne nous sommes penchés que sur une fraction de sédiments : les MES fines. Ainsi, afin de déterminer dans sa totalité la charge sédimentaire du bassin, il serait intéressant de modéliser le transport des sables comme le propose Santini (2020) dans ses travaux, où la capacité de transport des sables dans le modèle est approchée selon des modèles de Camenen and Larson (2005, 2008), et donne de très bons résultats au niveau du bassin de l'Ucayali.

Conclusion et perspectives

Ce travail s'inscrit dans un processus de compréhension et d'étude de processus et de dynamiques complexes à différentes échelles spatiales et temporelles dans le cas de transferts d'eau et de sédiments à l'échelle d'un grand bassin versant tropical. Dans le contexte actuel de changement climatique et d'intensification du cycle hydrologique du système amazonien, ces études sont primordiales afin de caractériser et prédire les impacts potentiels du fonctionnement des bassins versants.

Le bassin versant de l'Amazone est le plus grand hydrosystème *quasi* transcontinental du monde, autant en termes de surface que de débit. Les dynamiques hydrologiques et sédimentaires de ce dernier sont complexes et fortement contraintes par le rôle prépondérant de ses plaines d'inondation. La démarche explicitée dans ce manuscrit nous a permis de mieux comprendre et d'établir les transferts d'eau et de matières en suspension fines au sein du bassin amazonien en intégrant le rôle de la plaine alluviale dans le stockage de l'eau et des sédiments. Tout au long du manuscrit nous nous sommes attachés à répondre à la problématique et aux objectifs centraux de cette thèse, lesquels sont :

- le développement d'un module de plaine d'inondation pour le modèle SWAT à même de représenter convenablement les dynamiques de transferts latérales et longitudinales de l'eau et des MES fines entre le cours d'eau et la plaine d'inondation.
- la mise en place d'une méthodologie afin d'acquérir des séries temporelles de hauteur d'eau dans les plaines d'inondation du bassin versant par le biais d'observations satellites, qu'il s'agisse d'altimètres conventionnels ou radar à synthèse d'ouverture (SAR).
- le couplage entre les sorties du modèle et les informations issues de la télédétection.

Malgré les nombreux développements qui ont pu être apportés au modèle SWAT, notre intention a été de se cantonner à l'esprit du modèle, où la représentation des processus demeure simplifiée. Ainsi, l'intégration de la surface de la plaine d'inondation dans le modèle, par le biais du produit SWAF-HR, issu du satellite SMOS et qui détecte les surfaces en eau sur l'ensemble du bassin. Il permet un dimensionnement réaliste de la plaine d'inondation sur le bassin. La mise en eau du lit majeur lors de l'inondation tient un rôle prépondérant sur les dynamiques hydro-sédimentaires du bassin versant. Celle-ci permet en outre une lamination

de l'onde de crue dans le cours d'eau, transférant une quantité d'eau et de matière vers la plaine d'inondation. Ces derniers transitent ou restent piégés plus ou moins longtemps dans la plaine alluviale avant de rejoindre le cours d'eau lors de la décrue. Afin de représenter ces processus, nous nous sommes penchés vers des formalismes simples en nous tenant à une approche 1D du problème. Alors, la réduction du système des équations de Saint-Venant à la loi de Gauckler-Manning-Strickler ainsi que la loi de transport sédimentaire proposée par Bagnold sont des approches de modélisation plus que satisfaisantes afin de représenter les débits liquides et solides sur l'ensemble du bassin versant de l'Amazone.

L'ensemble de ses formalismes ont ensuite été intégrés au modèle SWAT. Quatre modules ont ainsi été élaborés au fil de cette thèse. Un premier module vient revisiter des développements antérieurs au niveau du routage de l'eau dans le cours d'eau. Ici, le routage de l'eau est hydraulique combinant une onde cinématique et une onde diffusante, inspiré de Santini (2020). Le choix de l'application de l'une ou l'autre méthode de routage se fait à chaque pas de calcul en fonction du régime fluvial ou torrentiel du cours d'eau, ce qui permet de prendre en compte les conditions amont et aval du bief. Un deuxième module a été spécifiquement développé pour la plaine d'inondation. Dans un premier temps, ce module permet de gérer le transfert d'eau entre le cours et sa plaine d'inondation tout au long de la crue, en tenant compte de l'étendue de la plaine d'inondation. L'eau peut ensuite être stockés ou se déverser dans la plaine en aval selon un schéma de l'onde cinématique, offrant alors une continuité dans le réseau de plaine d'inondation. Ce module permet également de prendre en compte, au travers d'un pseudo coefficient de Manning, les caractéristiques de la plaine d'inondation dans l'écoulement. Dans un troisième module, nous nous sommes attachés à modifier la loi de capacité de transport des MES fines, selon les formalismes de Bagnold, dans le cours d'eau. Tout d'abord, le concept a été étendu à chaque cours d'eau du bassin, donnant alors la possibilité d'associer à chaque cours d'eau une capacité de transport qui lui est propre. Celui-ci utilise les paramètres hydrauliques issus du module du routage des débits, notamment la vitesse de l'écoulement, afin de déterminer la capacité de transport du bief. Enfin, pour les cours d'eau où la plaine d'inondation est immense, typiquement de largeur supérieure à 500 m, nous avons introduit une diminution du coefficient de la loi de capacité de transport, selon une exponentielle décroissante, afin de prendre en compte l'effet du débordement. Un dernier module reprend les développements sur les MES fines et les transposent dans la plaine d'inon-

dation et permet de modéliser les transferts de MES fines entre le cours d'eau et la plaine. Il permet également de rendre compte de leur dynamique dans la plaine d'inondation au travers soit d'un stockage temporaire, soit d'un transfert vers la plaine aval. Cette nouvelle itération du modèle prenant en compte la plaine d'inondation est nommée SWAT-FloodPlain.

Parallèlement, nous avons développé une méthodologie basée sur les données d'observations d'altimétrie spatiale afin de valider la modélisation des volumes d'eau inondée dans les plaines alluviales du bassin versant. Dans cette optique, nous nous sommes concentrés sur les altimètres Jason-2, Jason-3 et Sentinel-3A. Ceux-ci offrent des périodes d'observation concomitantes (2009 - 2018) avec notre période de simulation (2000 - 2018), sur un ensemble de presque 5000 stations virtuelles. Par ailleurs, la couverture ainsi que le temps de revisite des satellites (10 jours pour Jason et 27 jours pour Sentinel-3A) permettent de suivre avec précision et régularité l'évolution de l'inondation sur l'ensemble de la zone d'étude. Ici, la localisation de la station virtuelle est un point critique dans un objectif de comparaison des dynamiques alluviales. Nous avons pris parti de construire cette méthodologie principalement sur les coefficients de retrodiffusion des cibles sous la visée des satellites. Le coefficient de retrodiffusion est un proxy de la nature de la cible observée. Les plaines d'inondation sont des zones écotones et ont la particularité de présenter une rétrodiffusion variable tout au long de l'année, de par l'alternance entre des conditions sèches et les conditions humides. Bien que nous souhaitions se focaliser spécifiquement sur la comparaison de la dynamique des plaines alluviales vis-à-vis de la mise en eau du lit majeur, nous avons laissé la possibilité de placer la station virtuelle sur la rivière. Ceci a permis de caractériser le type de contrôle qu'il existe entre le cours d'eau et sa plaine d'inondation. Enfin, nous avons également utilisé les séries temporelles de hauteur d'eau dans la rivière afin de valider le modèle.

La simulation au pas de temps journalier SWAT-FloodPlain sur l'ensemble du bassin versant de l'Amazone est très satisfaisante. La comparaison des débits simulés avec les données in situ du réseau HyBAM donne des indicateurs moyens $R^2 = 0{,}83$ et RMSE = 0,74, sur la période 2000 - 2018. Le modèle reproduit fidèlement les débits observés avec un bon déphasage de l'onde de crue le long de la plaine centrale de l'Amazone. On peut néanmoins objecter une globale sous-estimation de la quantité d'eau. Le jeu de données de précipitations utilisé, TRMM 3B42-v7, ne permet pas d'estimer correctement les pluies au niveau des Andes. Ces

erreurs s'estompent mais se répercutent en aval du bassin. La validation du modèle par comparaison des séries de hauteur d'eau dans la rivière via l'altimétrie spatiale est pertinente et satisfaisante. En ce qui concerne les 1110 stations virtuelles Jason-2 et Jason-3 créées, plus de 98% d'entre elles ont été correctement définies sur la rivière. Les comparaisons journalières sur la période 2009-2018 renvoient de très bons indicateurs : $R^2 = 0{,}62$ et RMSE = 0,75. En ce qui concerne les stations virtuelles Sentinel-3A, soit 3870 stations, les résultats sont également très bons, avec des indicateurs moyens sur la période 2016-2018 : $R^2 = 0{,}75$ et RMSE = 0,65. Cet exercice sur Sentinel-3A a montré que la technologie SAR permet de détecter avec plus de faciliter la cible hydrologique, notamment dans le cas de cours d'eau de faible largeur.

La comparaison des séries temporelle de hauteurs d'eau simulées par le modèle dans la plaine d'inondation avec celles observées par les altimètres a permis de montrer la pertinence d'utiliser l'altimétrie spatiale afin de valider les sorties du modèle dans les plaines d'inondation, vis-à-vis de la dynamique d'inondation. La méthodologie développée dans ce cas constitue un outil robuste de validation. Ainsi, plus de 840 stations virtuelles Jason ont été créées dans la plaine d'inondation. La comparaison des hauteurs d'eau journalières entre 2009 et 2018 renvoie des indicateurs moyens très bons : $R^2 = 0{,}61$ et RMSE = 0,72. Dans le cas de Sentinel-3A, c'est plus de 2570 stations virtuelles de plaines qui ont été créées avec des résultats très bons entre 2016 et 2018 : $R^2 = 0{,}75$ et RMSE = 0,67. Globalement, pour les deux familles d'altimètres, les séries temporelles altimétriques renvoient les mêmes dynamiques que celles simulées par le modèle dans la plaine d'inondation avec une détection/simulation remarquable du moments où le lit majeur se met en eau et lorsqu'il se vide, modulo les temps de revisite de chaque altimètre. Enfin, bien que l'altimétrie conventionnelle, de par sa longue période d'acquisition et son court temps de revisite, constitue une bonne base pour l'étude des plaines d'inondation, l'altimétrie SAR offre une meilleure résolution et permet une très bonne distinction entre lit mineur et lit majeur.

Dans cette thèse, nous avons montré la possibilité d'un couplage entre la modélisation hydrologique et l'altimétrie spatiale afin de déterminer la dynamique de stockage en eaux libres des plaines d'inondation à l'échelle du bassin versant amazonien. Cette méthodologie est potentiellement applicable à l'ensemble des bassins versants de globe, notamment avec les nouvelles missions spatiales qui voient le jour, comme SWOT. Au niveau du bassin versant

de l'Amazone, la crue s'amorce en Novembre/Décembre dans les bassins péruviens tels que l'Ucayali et le Marañon, ainsi que les affluents andins du haut Madeira. L'onde de crue se propage alors du Sud vers le Nord pour atteindre les bassins de la plaine centrale amazonienne comme le Purús et le Madeira. L'inondation se poursuit alors le long de la branche principale du Solimões, avant d'atteindre les plaines de l'Amazone à proprement parler vers le mois de Mai. Les hémisphères Sud et Nord du bassin connaissent des inondations décalées dans le temps à cause du régime des précipitations. Le Rio Negro, au Nord, connaît une crue vers le mois de Mai, soutenant ainsi le débit important du fleuve Amazone pendant plusieurs semaines. Les volumes d'eau inondée dans les plaines du bassin versant de l'Amazone s'élève en moyenne à 1800 km^3 d'eau par an entre 2000 et 2018, soit environ un tiers du débit moyen à l'exutoire du bassin. Les bassins du Negro et du Madeira sont les systèmes qui contribuent le plus à l'inondation avec des stocks en eaux libres annuels de 480 km^3 et 312 km^3, respectivement. Sur la branche principale du fleuve, l'intensité des inondations s'élève en moyenne à 280 km^3 par an. L'inondation sur l'Amazone (et le Solimões) est le résultat de l'intégration de l'ensemble de ses sous systèmes.

La contribution de chaque affluent à l'inondation varie au cours de l'année hydrologique. Pour les mois de Janvier à Avril, l'inondation est dominée par le bassin du Madeira(30%). Durant cette période, le système Solimões-Amazone (principalement l'amont du Solimões) contribuent à 16% de l'inondation globale. Elle est maximale au mois de Mai et atteint 18% au moment où l'Amazone rentre en crue. De Juin à Novembre, le Rio Negro est le système contribuant le plus à l'inondation (plus de 50%) avec un maximum atteint en Septembre où l'inondation des Rios Negro et Branco constitue 60% du volume stocké dans les plaines d'inondation de tout le bassin.

Les évènements climatiques extrêmes comme El Niño ou La Niña ont des conséquences significatives sur les composantes du cycle hydrologique amazonien, notamment en termes de volumes d'eau débordés. Lors de l'épisode El Niño particulièrement fort de 2016, il y a eu un déficit d'inondation de 607 km^3 sur l'ensemble du bassin versant : soit un tier en moins de ce qui est en moyenne stocké dans les plaines. Les différents affluents ne sont pas impactés de la même façon et avec la même intensité. Par exemple, pour ce même épisode, la différence de volume débordé par rapport à la moyenne est de -157 km^3 pour le Madeira et de -181

km^3 pour le Negro. En définitive, il existe une forte variabilité des volumes d'eau stockés sur l'ensemble des bassins, ainsi qu'une grande sensibilité du bassin amazonien aux variations climatiques en ce qui concerne les inondations.

En ce qui concerne la modélisation des sédiments, la comparaison avec les données in situ du réseau HyBAM est satisfaisante. La comparaison des concentrations journalières de MES fines dans le cours d'eau entre 2000 et 2018 sur l'ensemble du bassin versant renvoie des indicateurs moyens : NSE = -0,73, R^2 = 0,42, pbiais = 57,44, RMSE = 762,21, KGE = -5,28 et RSR = 1,23. Le modèle permet de bien représenter la temporalité ainsi que la gamme de valeurs de concentrations observées. Celui-ci parvient également très bien à reproduire la chute de concentration entraînée par la mise en eau du lit majeur lors de l'inondation pour les cours d'eau à large plaine. L'utilisation d'images MODIS a permis de définir sur l'ensemble du bassin entre 2008 et 2018, des stations virtuelles de concentration en MES fines. Plusieurs relations entre la réflectance issues du satellite et la concentration en MES fines de surface ont été utilisées en fonction des régions considérées : Andes, plaine centrale, etc. Après intégration de ces concentrations sur l'ensemble de la colonne d'eau, ces données ont permis de valider au pas de temps mensuel entre 2008 et 2018, les concentrations en MES fines sur de nombreux affluents non jaugés. Les résultats sont satisfaisants et le modèle réussit correctement à reproduire la temporalité et l'amplitude des concentrations observées par le satellite.

La longue histoire géologique du bassin versant vient conditionner le transport des sédiments par les cours d'eau. Ainsi, les Rios Branco, caractérisés par une teinte ocre, sont principalement des affluents andins et de l'Ouest du bassin où l'érosion est intense. Ainsi, la charge sédimentaire en sortie des Andes boliviennes s'élève à 403 Mt/an de MES fines, alors que la contribution par les bassins des Andes péruviennes au fleuve principale est de 564 Mt/an de MES. À l'inverse, les Rios Negros sont des cours d'eau venant drainer les anciens cratons du bassin et sont caractérisés par des eaux pauvres en sédiments. Le Rio Negro, principal affluent Nord du bassin possède une charge sédimentaire d'environ 4 Mt/an de MES fines. Ainsi, le bassin versant de l'Amazone totalise un flux de MES fine à son exutoire de 624 Mt/an de MES fines, soit 56% du flux sédimentaire total. Les dynamiques sédimentaires du bassin versant de l'Amazone sont complexes et varient grandement le long du linéaire fluvial

au gré des transferts latéraux avec la plaine d'inondation, alternant dépôts dans le lit majeur appauvrissant la charge du cours d'eau et remobilisation des sédiments ripariens venant enrichir à nouveau les sédiments dans le cours d'eau.

Les images MODIS ont également été utilisées pour extraire la concentration en MES fines dans la plaine d'inondation. Les comparaisons entre 2008 et 2018 au pas de temps mensuel entre le modèle et le satellite sont, au mieux, encourageantes. Cet exercice a montré toute la difficulté, et peut être l'incohérence, de coupler un modèle semi-distribué avec un capteur basse résolution au niveau de zones très hétérogènes. Toutefois, les résultats du modèle montrent qu'au niveau des plaines d'inondation du bassin, c'est plus de 8700 Mt de MES fines qui transitent chaque année par celles-ci. Les plaines d'inondation jouent un rôle important dans les flux de MES fines de tout le système. En effet, celles-ci permettent de tamponner et de déphaser les débits solides de cours d'eau. Ce sont également une source non négligeable de MES fines aux cours d'eau : 40% des plaines du bassin présentent un export net de MES fines, ce qui représente 17 Mt/an soit environ 3% du flux total de l'Amazone vers l'Océan. De par la construction du modèle, les dynamiques temporelles des MES fines dans la plaine d'inondation sont en tout point identiques à celles des volumes d'eau.

La nouvelle mission altimétrique SWOT vient offrir des possibilités sans précèdent pour la modélisation, notamment pour les plaines d'inondation. On peut citer par exemple l'orbite de revisite à 1 jour (même s'il s'agit de l'orbite de cal/val) qui pourrait servir de base pour une approche du débordement par assimilation de données. Il serait également tout aussi intéressant d'intégrer au modèle les informations d'extension d'eau issues de la fauchée du satellite. Tous les développements réalisés dans cette thèse restent très simples. La représentation de la plaine d'inondation, qui est le cœur du modèle, demeure une entité statique qui n'évolue pas au fils du débordement. On pourra bien sûr argumenter que la connaissance de l'extension maximale de la plaine alluviale est suffisante pour en déterminer la dynamique. Toutefois, il est clair qu'une approche dynamique de la plaine serait à même de mieux contraindre les flux d'eau et de matières lors de la crue. Dans la même continuité, une vision typologique ou par compartiments de la plaine d'inondation permettrait potentiellement de mieux approcher le caractère singulier lié à la morphologie de chaque plaine. Ainsi, de futurs travaux pourraient tenter, tout en gardant des formalismes simples, de prendre en compte le comportement

hydro-sédimentaire des plaines d'inondation dans la modélisation. De plus, un axe complémentaire à ces travaux est la modélisation de toute la charge sédimentaire dans le cours d'eau et la plaine alluviale : MES fines et sable. Enfin, ces travaux initient la possibilité de coupler le modèle à des modules biogéochimiques, en s'intéressant à la dynamique du Carbone et de l'Azote dans les plaines d'inondation, ainsi que leur rôle dans les émissions de gaz à effet de serre.

Annexe A

Publications Scientifiques

Biogeosciences, 17, 4297–4311, 2020
https://doi.org/10.5194/bg-17-4297-2020
© Author(s) 2020. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Biogeosciences Open Access EGU

Denitrif cation and associated nitrous oxide and carbon dioxide emissions from the Amazonian wetlands

Jérémy Guilhen[1,2], Ahmad Al Bitar[2], Sabine Sauvage[1], Marie Parrens[2,3], Jean-Michel Martinez[4], Gwenael Abril[5,6], Patricia Moreira-Turcq[7], and José-Miguel Sánchez-Pérez[1]

[1]Laboratoire Écologie Fonctionnelle et Environnement, Institut national polytechnique de Toulouse (INPT), CNRS, Université de Toulouse (UPS), Toulouse, France
[2]Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), CNES, Université de Toulouse (UPS), Toulouse, France
[3]Dynafor, Université de Toulouse, INRAE, INPT, INP-PURPAN, Castanet-Tolosan, France
[4]Géosciences Environnement Toulouse (GET), IRD–CNRS, Université Toulouse (UPS), Toulouse, France
[5]Biologie des Organismes et Ecosystèmes Aquatiques (BOREA), Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France
[6]Programa de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Outeiro São João Batista, Niterói, RJ, Brazil
[7]Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563, Lima, Peru

Correspondence: Jérémy Guilhen (jeremy.guilhen@gmail.com) and Sabine Sauvage (sabine.sauvage@univ-tlse3.fr)

Received: 9 January 2020 – Discussion started: 12 February 2020
Revised: 7 July 2020 – Accepted: 16 July 2020 – Published: 28 August 2020

Abstract. In this paper, we quantify the CO_2 and N_2O emissions from denitrif cation over the Amazonian wetlands. The study concerns the entire Amazonian wetland ecosystem with a specif c focus on three f oodplain (FP) locations: the Branco FP, the Madeira FP and the FP alongside the Amazon River. We adapted a simple denitrif cation model to the case of tropical wetlands and forced it by open water surface extent products from the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite. A priori model parameters were provided by in situ observations and gauging stations from the HYBAM Observatory. Our results show that the denitrif cation and the trace gas emissions present a strong cyclic pattern linked to the inundation processes that can be divided into three distinct phases: activation, stabilization and deactivation. We quantify the average yearly denitrif cation and associated emissions of CO_2 and N_2O over the entire watershed at 17.8 kgN ha^{-1} yr^{-1}, 0.37 gC-CO_2 m^{-2} yr^{-1} and 0.18 gN-N_2O m^{-2} yr^{-1} respectively for the period 2011–2015. When compared to local observations, it was found that the CO_2 emissions accounted for 0.01 % of the integrated ecosystem, which emphasizes the fact that minor changes to the land cover may induce strong impacts on the Amazonian carbon budget. Our results are consistent with the state of the art of global nitrogen models with a positive bias of 28 %. When compared to other wetlands in different pedoclimatic environments we found that the Amazonian wetlands have similar emissions of N_2O with the Congo tropical wetlands and lower emissions than the temperate and tropical anthropogenic wetlands of the Garonne (France), the Rhine (Europe) and south-eastern Asia rice paddies. In summary our paper shows that a data-model-based approach can be successfully applied to quantify N_2O and CO_2 f uxes associated with denitrif cation over the Amazon basin. In the future, the use of higher-resolution remote sensing products from sensor fusion or new sensors like the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission will permit the transposition of the approach to other large-scale watersheds in tropical environments.

1 Introduction

Inland waters play a crucial role in the carbon and nitrogen cycle. In particular, wetlands sequester atmospheric and f uvial carbon (Abril and Borges, 2019). This phenomenon is intimately linked to nitrous oxide (N_2O; Wu et al., 2009) and carbon dioxide (CO_2) emissions to the atmosphere (Borges et al., 2015). In wetlands, during inundation periods denitri-

DAILY ESTIMATION OF INLAND WATER STORAGE IN THE MADEIRA BASIN DURING THE LAST TWENTY YEARS (1998-2018)

Jérémy Guilhen[1,2], Marie Parrens[3,4], Franck Mercier[2], Ahmad Al Bitar[3], José-Miguel Sánchez-Pérez[1], William Santini[5] and Sabine Sauvage[1]

[1] Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement (Institut National Polytechnique de Toulouse (INPT), CNRS, Université de Toulouse (UPS), France
[2] Collecte Localisation Satellites, CNES, Toulouse, France
[3] Centre d'Etudes Spatiales de la Bioshpère (CESBIO), CNES, Université de Toulouse (UPS), France
[4] Dynafor, Université de Toulouse, INRAE, INPT, INP-PURPAN, Castanet-Tolosan, France
[5] Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire GET (IRD, CNRS, UPS, CNES), Toulouse, France

ABSTRACT

Inland water storage is a key reservoir in the continental water cycle but the scientific knowledge about its spatio-temporal dynamic is still poor, especially over tropical areas. By coupling the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model and the Soil WAter Fraction (SWAF) data to increase the inundation delineation precision, inland water storage in the Madeira Basin located in Southern Amazon Basin was computed from 1998 to 2018 each day. During this period, the maximum of water storage was reached in March every year and varied from 3.01×10^{11} m^3 to 1.22×10^{11} m^3. The Madeira Basin and each floodplain section have a peculiar temporal hydrologic response. The methodology presented in this paper can be extended to the entire Amazon Basin and other large-scale watersheds.

***Index Terms*—** SWAT, SWAF, water storage, floodplain, spatial altimetry

1. INTRODUCTION

Inland waters comprising of rivers, lakes, man-made reservoirs, wetlands, floodplains, and inundated areas are a key component of the land water budget and play an important role in the Earth's climate variability. They are also the place of carbon and methane emissions to the atmosphere [1], brittle ecosystem sheltering biodiversity and provide critical eco-systemic services (e.g water purification, flood attenuation, nutrient and sediment transport). Despite the importance of inland waters, their global distribution and spatio-temporal variations are still poorly known [2–4]. This lack of knowledge is particularly true over tropical regions. Over the Amazon basin, basic questions are not answered, yet. For example, the seasonal amount of water in and out of the major floodplains and its interannual variability at high temporal time step are not well quantified.

Today, our knowledge of the spatio-temporal variations of inland waters relied on in situ observations (often sparse in tropical regions), hydrological models and remote sensing observations. In hydrological models, the flood inundation delineation is a key problem leading to inaccuracy estimations. The flood inundation delineation are usually performed by running a hydrodynamic model with available stream discharge and water level data [5]. This approach cannot precisely simulate floodplain hydrodynamic and this method is dependent on the quality of the stream data [6] and their availability. In ungauged watersheds, integrated hydrologic/hydraulic modelling frameworks are usually used to compensate the information gap.

This lack of information can be limited by constraining the model with data coming from remote sensing. The choice of the remote sensing data deals with numerous compromises (revisit time, spatial and temporal resolution, frequency, etc). One of the main issues in tropical region is to map inland waters under the dense vegetation and during cloudy/rainy weather. The use of L-band microwave such as the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS, [7]) and Soil Moisture Active and Passive (SMAP, [8]) satellites fixes these issues. SWAF-HR data providing from the SMOS satellite map inland water over the Amazon Basin from 2010 to present at weekly time step [9]. This data is used in the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model to delineate the floodplains extend in the aim to simulate inland water storage with a minimum of error at a daily time step.

This paper presents the spatial and temporal variability of inland storage over the Madeira Basin located at Southern of the Amazon Basin from 1998 to 2018 each day. The method explained in this paper is transposable to whole Amazon Basin and at global scale.

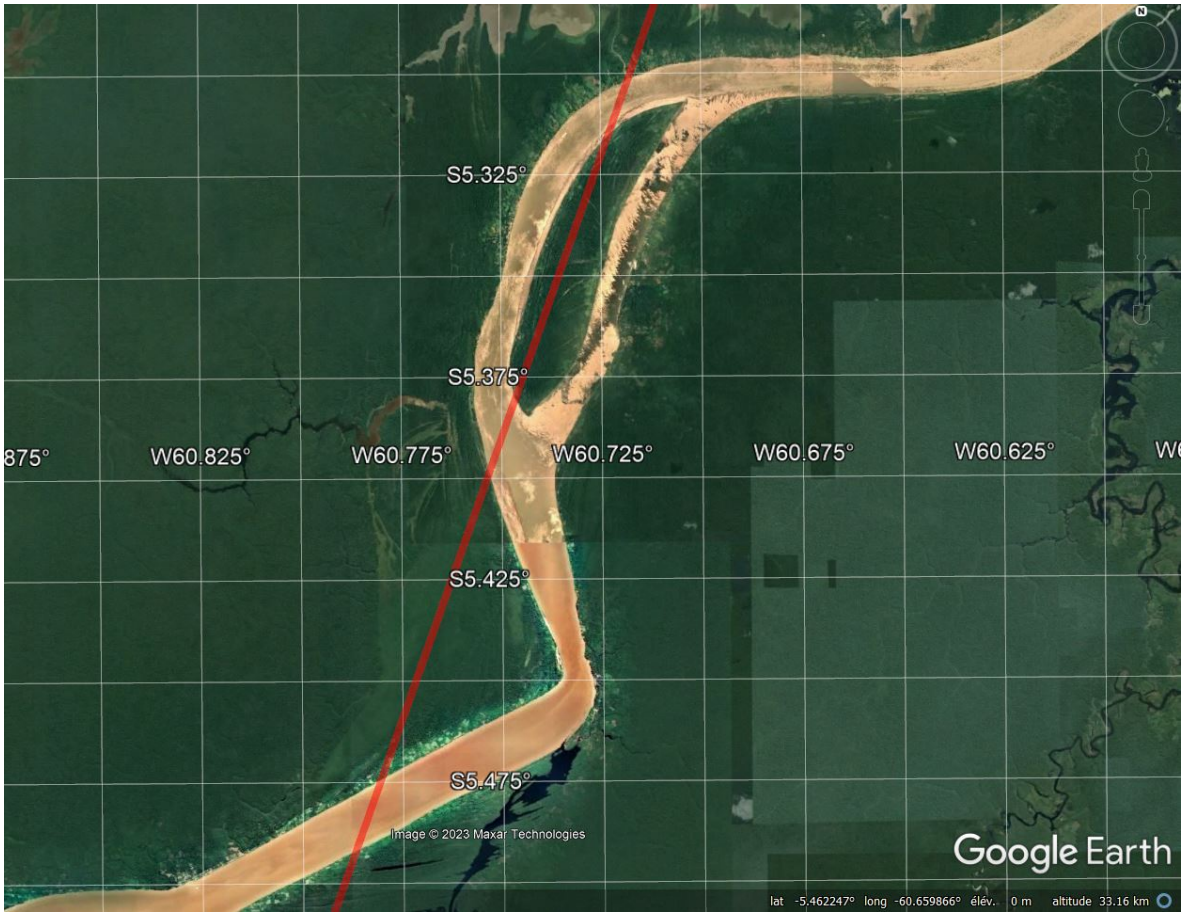


FIGURE A.1 – Image Google Earth associé à la Figure 3.5, où la trace du satellite apparait en rouge.

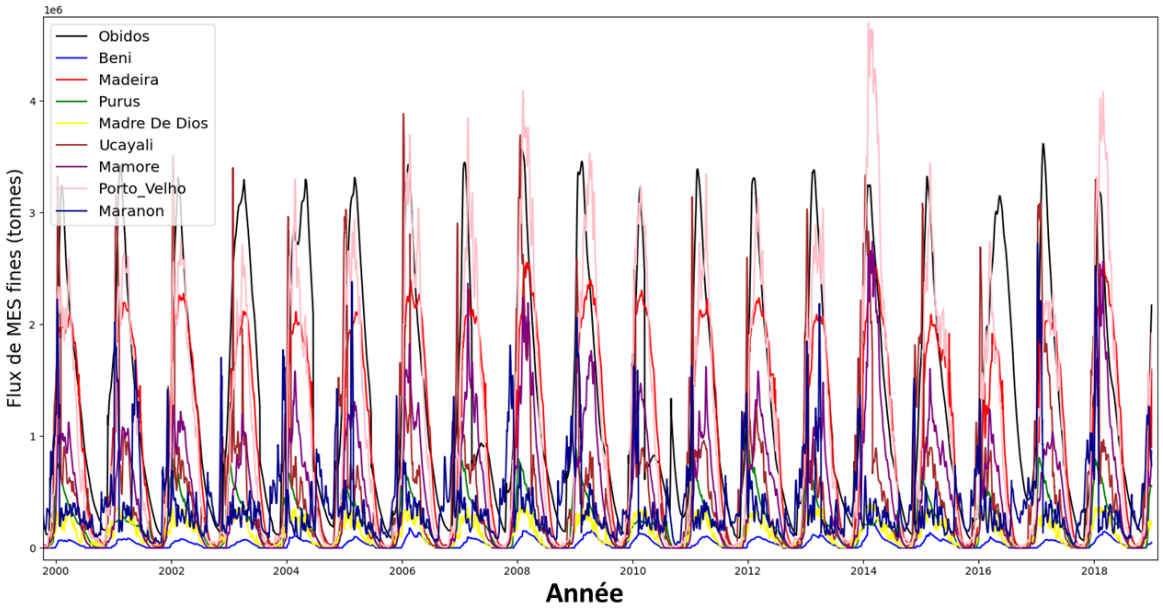


FIGURE A.2 – Flux sédimentaires journaliers (tonnes) aux droits des principales stations du bassin versant entre 2000 et 2018

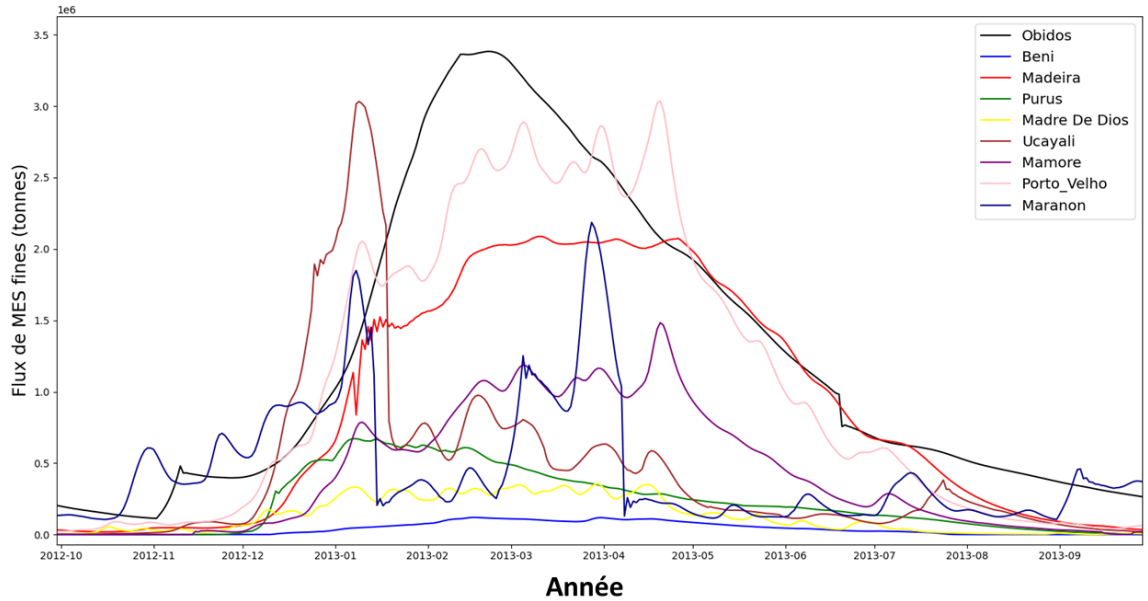


FIGURE A.3 – Flux sédimentaires détaillés journaliers (tonnes) pour l'année 2013 aux droits des principales stations du bassin versant

Bibliographie

Manual on Stream Gauging, Vol. II : Computation of Discharge, WMO No. 1044, Geneva, Switzerland., 2010.

Aalto, R., Dunne, T., and Guyot, J. : Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates, The Journal of Geology, 114, 85–99, https ://doi.org/10.1086/498101, URL https://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/498101, publisher : The University of Chicago Press, 2006.

Abarca-Del-Rio, R., CrÉtaux, J.-F., Berge-Nguyen, M., and Maisongrande, P. : Does Lake Titicaca still control the Lake Poopó system water levels ? An investigation using satellite altimetry and MODIS data (2000–2009), Remote sensing letters, 3, 707–714, 2012.

Abbaspour, K. C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J., and Srinivasan, R. : Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT, Journal of hydrology, 333, 413–430, 2007.

Abbaspour, K. C., Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., and Kløve, B. : A continental-scale hydrology and water quality model for Europe : Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model, 524, 733–752, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027, URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415001985, 2015.

Ablain, M., Philipps, S., Picot, N., and Bronner, E. : Jason-2 Global Statistical Assessment and Cross-Calibration with Jason-1, 33, 162–185, https ://doi.org/10.1080/01490419.2010.487805, URL https://doi.org/10.1080/01490419.2010.487805, publisher : Taylor & Francis _eprint : https ://doi.org/10.1080/01490419.2010.487805, 2010.

Abril, G., Martinez, J.-M., Artigas, L. F., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M. F., Vidal, L., Meziane, T., Kim, J.-H., Bernardes, M. C., Savoye, N., Deborde, J., Souza, E. L., Albéric, P., Landim de Souza, M. F., and Roland, F. : Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands, 505, 395–398, https ://doi.org/10.1038/nature12797, URL https://

www.nature.com/articles/nature12797, number : 7483 Publisher : Nature Publishing Group, 2014.

Ackers, P. : A theoritical consideration of side weirs as storm water overflows., 6, 1957.

Afonso de Oliveira Serrão, E., Silva, M. T., Ferreira, T. R., Paiva de Ataide, L. C., Assis dos Santos, C., Meiguins de Lima, A. M., de Paulo Rodrigues da Silva, V., de Assis Salviano de Sousa, F., and Cardoso Gomes, D. J. : Impacts of land use and land cover changes on hydrological processes and sediment yield determined using the SWAT model, 37, 54–69, https ://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2021.04.002, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1001627921000196, 2022.

Aghabozorgi, S., Shirkhorshidi, A. S., and Wah, T. Y. : Time-series clustering–a decade review, Information systems, 53, 16–38, 2015.

Agnew, L. J., Lyon, S., Gérard-Marchant, P., Collins, V. B., Lembo, A. J., Steenhuis, T. S., and Walter, M. T. : Identifying hydrologically sensitive areas : bridging the gap between science and application, 78, 63–76, https ://doi.org/10.1016/j.jenvman.2005.04.021, 2006.

Aguirre-Pe, J., Olivero, M. L., and Moncada, A. T. : Particle Densimetric Froude Number for Estimating Sediment Transport, 129, 428–437, https ://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:6(428), URL https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%290733-9429%282003%29129%3A6%28428%29, publisher : American Society of Civil Engineers, 2003.

Ahmed, M., Seraj, R., and Islam, S. M. S. : The k-means algorithm : A comprehensive survey and performance evaluation, Electronics, 9, 1295, 2020.

Aires, F., Miolane, L., Prigent, C., Pham, B., Fluet-Chouinard, E., Lehner, B., and Papa, F. : A Global Dynamic Long-Term Inundation Extent Dataset at High Spatial Resolution Derived through Downscaling of Satellite Observations, 18, 1305–1325, https ://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0155.1, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/18/5/jhm-d-16-0155_1.xml, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Hydrometeorology, 2017.

Al Bitar, A., Mialon, A., Kerr, Y. H., Cabot, F., Richaume, P., Jacquette, E., Quesney, A., Mahmoodi, A., Tarot, S., Parrens, M., Al-Yaari, A., Pellarin, T., Rodriguez-Fernandez, N., and Wigneron, J.-P. : The global SMOS Level 3 daily soil moisture and brightness temperature maps, Earth System Science Data, 9, 293–315, https ://doi.org/10.5194/essd-9-293-2017, URL https://essd.copernicus.org/articles/9/293/2017/, 2017.

Albert, J. S., Val, P., and Hoorn, C. : The changing course of the Amazon River in the Neogene : center stage for Neotropical diversification, Neotropical Ichthyology, 16, 2018.

Allen, G. H. and Pavelsky, T. M. : Global extent of rivers and streams, 361, 585–588, https ://doi.org/10.1126/science.aat0636, URL https://www.science.org/doi/10.1126/science.aat0636, publisher : American Association for the Advancement of Science, 2018.

Allen, P. M., Arnold, J. C., and Byars, B. W. : DOWNSTREAM CHANNEL GEOMETRY FOR USE IN PLANNING-LEVEL MODELS1, JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 30, 663–671, https ://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1994.tb03321.x, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1752-1688.1994.tb03321.x, 1994.

Alsdorf, D., Dunne, T., Melack, J., Smith, L., and Hess, L. : Diffusion modeling of recessional flow on central Amazonian floodplains, 32, https ://doi.org/10.1029/2005GL024412, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GL024412, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005GL024412, 2005.

Alsdorf, D., Bates, P., Melack, J., Wilson, M., and Dunne, T. : Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space, 34, https ://doi.org/10.1029/2007GL029447, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007GL029447, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007GL029447, 2007.

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

Ambroise, B. : Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2-modélisation systémique et dynamique, Revue des Sciences de l'Eau, 12, 125–153, 1999.

Amoros, C., Roux, A. L., Reygrobellet, J. L., Bravard, J. P., and Pautou, G. : A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems, 1, 17–36, https ://doi.org/10.1002/rrr.3450010104, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/rrr.3450010104, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/rrr.3450010104.

Armijos, E., Crave, A., Vauchel, P., Fraizy, P., Santini, W., Moquet, J.-S., Arevalo, N., Carranza, J., and Guyot, J.-L. : Suspended sediment dynamics in the Amazon River of Peru, 44, 75–84, https ://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.002, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981112001307, 2013.

Armijos, E., Crave, A., Espinoza, R., Fraizy, P., Santos, A. D., Sampaio, F., De Oliveira, E., Santini, W., Martinez, J., Autin, P., Pantoja, N., Oliveira, M., and Filizola, N. : Measuring and modeling vertical gradients in suspended sediments in the Solimões/Amazon River, Hydrological Processes, 31, 654–667, https ://doi.org/https://doi.org/10.1002/hyp.11059, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.11059, 2017.

Armijos, E., Crave, A., Espinoza, J. C., Filizola, N., Espinoza-Villar, R., Ayes, Fonseca, P., Fraizy, P., Gutierrez, O., Vauchel, P., Camenen, B., Martinez, J. M., Santos, A. D., Santini, W., Cochonneau, G., and Guyot, J. L. : Rainfall control on Amazon sediment flux : synthesis from 20 years of monitoring, 2, 051 008, https ://doi.org/10.1088/2515-7620/ab9003, URL https://dx.doi.org/10.1088/2515-7620/ab9003, publisher : IOP Publishing, 2020.

Arnold, J. G. and Fohrer, N. : SWAT2000 : current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling, Hydrological Processes : An International Journal, 19, 563–572, 2005.

Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., and Williams, J. R. : Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part I : Model Development1, 34, 73–89, https ://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x, 1998.

Ashworth, P. J. and Lewin, J. : How do big rivers come to be different ?, Earth-Science Reviews, 114, 84–107, 2012.

Babin, M., Stramski, D., Ferrari, G. M., Claustre, H., Bricaud, A., Obolensky, G., and Hoepffner, N. : Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe, Journal of Geophysical Research : Oceans, 108, 2003.

Bagnold, R. A. : An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics, U.S. Government Printing Office, google-Books-ID : G096igXqR74C, 1966.

Bagnold, R. A. : The nature of saltation and of 'bed-load' transport in water, 332, 473–504, https ://doi.org/10.1098/rspa.1973.0038, URL https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rspa.1973.0038, publisher : Royal Society, 1973.

Bagnold, R. A. : Bed load transport by natural rivers, 13, 303–312, https ://doi.org/10.1029/WR013i002p00303, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR013i002p00303, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/WR013i002p00303, 1977.

Bates, P. D., Horritt, M. S., and Fewtrell, T. J. : A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling, 387, 33–45, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.027, URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410001538, 2010.

Bates, P. D., Neal, J., Sampson, C., Smith, A., and Trigg, M. : Chapter 9 - Progress Toward Hyperresolution Models of Global Flood Hazard, in : Risk Modeling for Hazards and Disasters, edited by Michel, G., pp. 211–232, Elsevier, https ://doi.org/10.1016/B978-0-12-804071-3.00009-4, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128040713000094, 2018.

Beighley, R. E., Eggert, K. G., Dunne, T., He, Y., Gummadi, V., and Verdin, K. L. : Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin, 23, 1221–1235, https ://doi.org/10.1002/hyp.7252, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.7252, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.7252, 2009.

Belger, L., Forsberg, B. R., and Melack, J. M. : Carbon dioxide and methane emissions from interfluvial wetlands in the upper Negro River basin, Brazil, Biogeochemistry, 105, 171–183, 2011.

Benda, L. and Dunne, T. : Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow, Water Resources Research, 33, 2849–2863, 1997.

Bercher, N. : Accuracy of satellite radar altimetry over rivers : development and application of a standardized method to characterize the quality of radar altimetry products for inland water hydrology, URL https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00005203, 2008.

Bercher, N., Dinardo, S., Lucas, B. M., Fleury, S., Calmant, S., Femenias, P., Boy, F., Picot, N., and Benveniste, J. : A Review Of CryoSat-2/SIRAL Applications For The Monitoring Of River Water Levels, 722, 110, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013ESASP.722E.110B, conference Name : ESA Living Planet Symposium ADS Bibcode : 2013ESASP.722E.110B, 2013.

Bernhardt, E. S., Palmer, M. A., Allan, J. D., Alexander, G., Barnas, K., Brooks, S., Carr, J., Clayton, S., Dahm, C., Follstad-Shah, J., et al. : Synthesizing US river restoration efforts, 2005.

Berrisford, P., Kållberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J., Poli, P., and Sato, H. : Atmospheric conservation properties in ERA-Interim, 137, 1381–1399, https ://doi.org/10.1002/qj.864, URL https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.864, _eprint : https ://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.864, 2011.

Berry, P. A. M., Garlick, J. D., Freeman, J. A., and Mathers, E. L. : Global inland water monitoring from multi-mission altimetry, Geophysical Research Letters, 32, https ://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005GL022814, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GL022814, 2005.

Betrie, G. D., Mohamed, Y. A., van Griensven, A., and Srinivasan, R. : Sediment management modelling in the Blue Nile Basin using SWAT model, Hydrology and Earth System Sciences, 15, 807–818, 2011.

Betts, A. K., Köhler, M., and Zhang, Y. : Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations, Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 114, 2009.

Betts, R. A., Cox, P. M., Collins, M., Harris, P. P., Huntingford, C., and Jones, C. D. : The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming, 78, 157–175, https ://doi.org/10.1007/s00704-004-0050-y, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2004ThApC..78..157B, ADS Bibcode : 2004ThApC..78..157B, 2004.

Bierkens, M. F. P., Bell, V. A., Burek, P., Chaney, N., Condon, L. E., David, C. H., de Roo, A., Döll, P., Drost, N., Famiglietti, J. S., Flörke, M., Gochis, D. J., Houser, P., Hut, R., Keune, J., Kollet, S., Maxwell, R. M., Reager, J. T., Samaniego, L., Sudicky, E., Sutanudjaja, E. H., van de Giesen, N., Winsemius, H., and Wood, E. F. : Hyper-resolution global hydrological modelling : what is next ?, 29, 310–320, https ://doi.org/10.1002/hyp.10391, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10391, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.10391, 2015.

Birkett, C. M. : The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes, 100, 25 179 – 25 204, https ://doi.org/10.1029/95JC02125, 1995.

Birkett, C. M. : Contribution of the TOPEX NASA Radar Altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands, 34, 1223–1239, https ://doi.org/10.1029/98WR00124, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98WR00124, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/98WR00124, 1998.

Birkett, C. M., Ricko, M., Beckley, B. D., Yang, X., and Tetrault, R. L. : G-REALM : A lake/reservoir monitoring tool for drough monitoring and water resources management., 2017.

Bogning, S., Frappart, F., Blarel, F., Niño, F., Mahé, G., Bricquet, J.-P., Seyler, F., Onguéné, R., Etamé, J., Paiz, M.-C., and Braun, J.-J. : Monitoring Water Levels and Discharges Using Radar Altimetry in an Ungauged River Basin : The Case of the Ogooué, 10, 350, https ://doi.org/10.3390/rs10020350, URL https://www.mdpi.com/2072-4292/10/2/350, number : 2 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2018.

Boithias, L., Sauvage, S., Srinivasan, R., Leccia, O., and Sánchez-Pérez, J.-M. : Application date as a controlling factor of pesticide transfers to surface water during runoff events, Catena, 119, 97–103, 2014.

Boithias, L., Sauvage, S., Lenica, A., Roux, H., Abbaspour, K. C., Larnier, K., Dartus, D., and Sánchez-Pérez, J. M. : Simulating Flash Floods at Hourly Time-Step Using the SWAT Model, Water, 9, https ://doi.org/10.3390/w9120929, URL https://www.mdpi.com/2073-4441/9/12/929, 2017.

Borselli, L., Cassi, P., and Torri, D. : Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape : a GIS and field numerical assessment, Catena, 75, 268–277, 2008.

Bossa, A., Diekkrüger, B., Igué, A., and Gaiser, T. : Analyzing the effects of different soil databases on modeling of hydrological processes and sediment yield in Benin (West Africa), Geoderma, 173, 61–74, 2012.

Bourg, J. and Hoorelbeke, R. : Variation du régime des écoulements dans le système Ando-Amazonien de Bolivie, 1995.

Bourgoin, L. M., Bonnet, M.-P., Martinez, J.-M., Kosuth, P., Cochonneau, G., Moreira-Turcq, P., Guyot, J.-L., Vauchel, P., Filizola, N., and Seyler, P. : Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil, Journal of Hydrology, 335, 140–156, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.11.023, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406005932, 2007.

Boussinesq, J. : Essai sur la théorie des eaux courantes, Impr. nationale, 1877.

Bracken, L. J., Turnbull, L., Wainwright, J., and Bogaart, P. : Sediment connectivity : a framework for understanding sediment transfer at multiple scales, Earth Surface Processes and Landforms, 40, 177–188, 2015.

Bradley, J. : Remote sensing of suspended sediment in Amazonian rivers using satellite multispectral imagery., Ph.D. thesis, Royal Holloway, University of London, 1980.

Bravard, J.-P. and Gilvear, D. J. : Hydrological and geomorphological structure of hydrosystems, in : The Fluvial Hydrosystems, edited by Petts, G. E. and Amoros, C.,

pp. 98–116, Springer Netherlands, https ://doi.org/10.1007/978-94-009-1491-9_5, URL https://doi.org/10.1007/978-94-009-1491-9_5, 1996.

Brierley, G. J. and Fryirs, K. A. : Geomorphology and river management : applications of the river styles framework, John Wiley & Sons, 2005.

Brisset, P., Monnier, J., Garambois, P.-A., and Roux, H. : On the assimilation of altimetric data in 1D Saint–Venant river flow models, Advances in water resources, 119, 41–59, 2018.

Brown, G. S. : The average impulse response of a rough surface and its applications, AP-25, URL https://ntrs.nasa.gov/citations/19770037909, NTRS Author Affiliations : Applied Science Associates, Inc. NTRS Document ID : 19770037909 NTRS Research Center : Legacy CDMS (CDMS), 1977.

Brêda, J. P. L. F., Paiva, R. C. D., Bravo, J. M., Passaia, O. A., and Moreira, D. M. : Assimilation of Satellite Altimetry Data for Effective River Bathymetry, 55, 7441–7463, https ://doi.org/10.1029/2018WR024010, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018WR024010, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018WR024010, 2019.

Bwangoy, J.-R. B., Hansen, M. C., Roy, D. P., De Grandi, G., and Justice, C. O. : Wetland mapping in the Congo Basin using optical and radar remotely sensed data and derived topographical indices, Remote Sensing of Environment, 114, 73–86, 2010.

Cakir, R., Sauvage, S., Gerino, M., Volk, M., and Sánchez-Pérez, J. M. : Assessment of ecological function indicators related to nitrate under multiple human stressors in a large watershed, Ecological Indicators, 111, 106 016, 2020.

Callede, J., Guyot, J., Ronchail, J., L'Hote, Y., Niel, H., and De Oliveira, E. : Evolution of the River Amazon's discharge at Obidos from 1903 to 1999, HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL-JOURNAL DES SCIENCES HYDROLOGIQUES, 49, 85–97, https ://doi.org/10.1623/hysj.49.1.85.53992, 2004.

Callède, J., Cochonneau, G., Alves, F., Guyot, J.-L., Guimarães, V., and De Oliveira, E. : Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique, 23, 247–273, https ://doi.org/10.7202/044688ar, URL https://www.erudit.org/fr/revues/rseau/2010-v23-n3-rseau3946/

044688ar/, publisher : Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE), 2010.

Camenen, B. and Larson, M. : A general formula for non-cohesive bed load sediment transport, 63, 249–260, https ://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.10.019, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0272771404003282, 2005.

Camenen, B. and Larson, M. : A General Formula for Noncohesive Suspended Sediment Transport, 2008, 615–627, https ://doi.org/10.2112/06-0694.1, URL https://bioone.org/journals/journal-of-coastal-research/volume-2008/issue-243/06-0694.1/A-General-Formula-for-Noncohesive-Suspended-Sediment-Transport/10.2112/06-0694.1.full, publisher : Coastal Education and Research Foundation, 2008.

Carling, P., Trieu, H., Hornby, D., Huang, H. Q., Darby, S., Sear, D., Hutton, C., Hill, C., Ali, Z., Ahmed, A., et al. : Are equilibrium multichannel networks predictable ? The case of the regulated Indus River, Pakistan, Geomorphology, 302, 20–34, 2018.

Cartwright, D. E. and Edden, A. C. : Corrected Tables of Tidal Harmonics, 33, 253–264, https ://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x, 1973.

Cartwright, D. E. and Tayler, R. J. : New computations of the tide-generating potential., 23, 45–73, https ://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x, 1971.

Carvalho, J., Cochonneau, G., Carvalho, R., Piscoya, C., Martinez, J., Souza, E., Antunes, M., Dhalton, Ventura, D. L., Oliveira, E., Lopes, W., Lopes, A., and Santos, V. : HIDROSAT – SISTEMA INTEGRADO PARA GERENCIAMENTO, PROCESSAMENTO E DIFUSÃO DE DADOS HIDROLÓGICOS OBTIDOS A PARTIR DE MONITORAMENTO POR SATÉLITES HIDROSAT – INTEGRATED SYSTEM FOR MANNAGING, PROCESSING AND DISSEMINATION OF HYDROLOGIC DATA OBTAINED FROM THE MONITORING BY SATELLITES, 2015.

Casimiro, W. S. L., Labat, D., Guyot, J. L., Ronchail, J., Ordonez, J., et al. : TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon-Andes basin and its assimilation into a monthly water balance model, in : New Approaches to Hydrological Prediction in Datasparse Regions, Proceedings of Symposium HS, vol. 2, pp. 207–216, 2009.

Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., and Marchi, L. : Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments, Geomorphology, 188, 31–41, 2013.

Chapman, B., McDonald, K., Shimada, M., Rosenqvist, A., Schroeder, R., and Hess, L. : Mapping regional inundation with spaceborne L-Band SAR, Remote Sensing, 7, 5440–5470, 2015.

Chelton, D. B., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L.-L., and Callahan, P. S. : Chapter 1 Satellite Altimetry, in : International Geophysics, edited by Fu, L.-L. and Cazenave, A., vol. 69 of *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, pp. 1–ii, Academic Press, https ://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80146-7, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0074614201801467, 2001.

Church, M. : Channel morphology and typology, The rivers handbook, 1992.

Coe, M. T., Costa, M. H., Botta, A., and Birkett, C. : Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, 107, LBA 11–1–LBA 11–17, https ://doi.org/10.1029/2001JD000740, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JD000740, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2001JD000740, 2002.

Coe, M. T., Costa, M. H., and Howard, E. A. : Simulating the surface waters of the Amazon River basin : impacts of new river geomorphic and flow parameterizations, 22, 2542–2553, https ://doi.org/10.1002/hyp.6850, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6850, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.6850, 2008.

Cohen, S., Kettner, A. J., and Syvitski, J. P. M. : Global suspended sediment and water discharge dynamics between 1960 and 2010 : Continental trends and intra-basin sensitivity, Global and Planetary Change, 115, 44–58, https ://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.011, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818114000289, 2014.

Collischonn, B., Collischonn, W., and Tucci, C. E. M. : Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates, Journal of Hydrology, 360, 207–216, 2008.

Constantine, J. A., Dunne, T., Ahmed, J., Legleiter, C., and Lazarus, E. D. : Sediment supply as a driver of river meandering and floodplain evolution in the Amazon Basin, 7, 899–903, https ://doi.org/10.1038/ngeo2282, URL https://www.nature.com/articles/ngeo2282, number : 12 Publisher : Nature Publishing Group, 2014.

Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C., Kawashita, K., and Sato, K. : The growth of the Brazilian Shield, Episodes, 11, 163–167, 1988.

Correa, S. W., de Paiva, R. C. D., Espinoza, J. C., and Collischonn, W. : Multi-decadal Hydrological Retrospective : Case study of Amazon floods and droughts, Journal of Hydrology, 549, 667–684, 2017.

Coss, S., Durand, M., Yi, Y., Jia, Y., Guo, Q., Tuozzolo, S., Shum, C. K., Allen, G. H., Calmant, S., and Pavelsky, T. : Global River Radar Altimetry Time Series (GRRATS) : new river elevation earth science data records for the hydrologic community, 12, 137–150, https ://doi.org/10.5194/essd-12-137-2020, URL https://essd.copernicus.org/articles/12/137/2020/, 2020.

Costa, A. C., Foerster, S., de Araújo, J. C., and Bronstert, A. : Analysis of channel transmission losses in a dryland river reach in north-eastern Brazil using streamflow series, groundwater level series and multi-temporal satellite data, Hydrological Processes, 27, 1046–1060, 2013.

Costa, M. H. and Foley, J. A. : Water balance of the Amazon Basin : Dependence on vegetation cover and canopy conductance, 102, 23 973–23 989, https ://doi.org/10.1029/97JD01865, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JD01865, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/97JD01865, 1997.

Costa, M. H. and Foley, J. A. : Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin, 104, 14,189–14,198, https ://doi.org/10.1029/1998JD200126, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1999JGR...10414189C, ADS Bibcode : 1999JGR...10414189C, 1999.

Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., and Totterdell, I. J. : Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, 408, 184–187, https ://doi.org/10.1038/35041539, URL https://www.nature.com/articles/35041539, number : 6809 Publisher : Nature Publishing Group, 2000.

Cox, P. M., Harris, P. P., Huntingford, C., Betts, R. A., Collins, M., Jones, C. D., Jupp, T. E., Marengo, J. A., and Nobre, C. A. : Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution, 453, 212–215, https ://doi.org/10.1038/nature06960, URL https://www.nature.com/articles/nature06960, number : 7192 Publisher : Nature Publishing Group, 2008.

Crema, S. and Cavalli, M. : SedInConnect : a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity, Computers & Geosciences, 111, 39–45, 2018.

Crétaux, J. F., Arsen, A., Calmant, S., Kouraev, A., Vuglinski, V., Bergé-Nguyen, M., Gennero, M. C., Nino, F., Abarca Del Rio, R., Cazenave, A., and Maisongrande, P. : SOLS : A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data, 47, 1497–1507, https ://doi.org/10.1016/j.asr.2011.01.004, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117711000287, 2011.

Czuba, J. A., Foufoula-Georgiou, E., Gran, K. B., Belmont, P., and Wilcock, P. R. : Interplay between spatially explicit sediment sourcing, hierarchical river-network structure, and in-channel bed material sediment transport and storage dynamics, Journal of Geophysical Research : Earth Surface, 122, 1090–1120, 2017.

da Silva, J. S., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G., and Mansur, W. J. : Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions, 114, 2160–2181, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.020, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425710001331, 2010.

da Silva Cruz, J., Blanco, C. J. C., and Junior, A. C. P. B. : Flow-velocity model for hydrokinetic energy availability assessment in the Amazon, Acta Scientiarum. Technology, 42, e45 703–e45 703, 2020.

Dai, A. and Trenberth, K. E. : Estimates of Freshwater Discharge from Continents : Latitudinal and Seasonal Variations, 3, 660–687, https ://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDFC>2.0.CO;2, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/3/6/1525-7541_2002_003_0660_eofdfc_2_0_co_2.xml, 2002.

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K. E., and Milliman, J. D. : Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004, 22, 2773, https ://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.

1, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2009JCli...22.2773D, ADS Bibcode : 2009JCli...22.2773D, 2009.

Datok, P., Sauvage, S., Fabre, C., Laraque, A., Ouillon, S., Moukandi N'kaya, G., and Sanchez-Perez, J.-M. : Sediment Balance Estimation of the 'Cuvette Centrale'of the Congo River Basin Using the SWAT Hydrological Model, Water, 13, 1388, 2021.

Davidson, E. A., de Araújo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., C. Bustamante, M. M., Coe, M. T., DeFries, R. S., Keller, M., Longo, M., Munger, J. W., Schroeder, W., Soares-Filho, B. S., Souza, C. M., and Wofsy, S. C. : The Amazon basin in transition, 481, 321–328, https ://doi.org/10.1038/nature10717, URL https://www.nature.com/articles/nature10717, number : 7381 Publisher : Nature Publishing Group, 2012.

de Oliveira Campos, I., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D., and Cazenave, A. : Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin, 333, 633–643, https ://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01688-3, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1251805001016883, 2001.

De Vente, J. and Poesen, J. : Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale : scale issues and semi-quantitative models, Earth-science reviews, 71, 95–125, 2005.

Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., and Aires, F. : A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over South America, 113, https ://doi.org/10.1029/2007JD009376, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007JD009376, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007JD009376, 2008.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. N., and Vitart, F. : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, 137, 553–597, https ://doi.org/10.1002/qj.

828, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2011QJRMS.137..553D, ADS Bibcode : 2011QJRMS.137..553D, 2011.

Devol, A. H., Forsberg, B. R., Richey, J. E., and Pimentel, T. P. : Seasonal variation in chemical distribution in the Amazon (Solimoes) River : A multiyear time series, 9, 307–328, https ://doi.org/https://doi.org/10.1029/95GB01145, 1995.

Di Luzio, M., Srinivasan, R., Arnold, J., and Neitsch, S. : ArcView interface for SWAT 2000, Tech. rep., Texas Water Resources Institute, 2002.

Dile, Y. T., Daggupati, P., George, C., Srinivasan, R., and Arnold, J. : Introducing a new open source GIS user interface for the SWAT model, Environmental modelling & software, 85, 129–138, 2016.

Dinku, T., Connor, S. J., and Ceccato, P. : Comparison of CMORPH and TRMM-3B42 over mountainous regions of Africa and South America, Satellite rainfall applications for surface hydrology, pp. 193–204, 2010.

dos Santos, A. L. M. R., Martinez, J. M., Filizola Jr, N. P., Armijos, E., and Alves, L. G. S. : Purus River suspended sediment variability and contributions to the Amazon River from satellite data (2000–2015), Comptes Rendus Geoscience, 350, 13–19, 2018.

Dos Santos, V., Laurent, F., Abe, C., and Messner, F. : Hydrologic Response to Land Use Change in a Large Basin in Eastern Amazon, 10, 429, https ://doi.org/10.3390/w10040429, URL https://www.mdpi.com/2073-4441/10/4/429, number : 4 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2018.

Douglas-Mankin, K., Srinivasan, R., and Arnold, J. : Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model : Current developments and applications, Transactions of the ASABE, 53, 1423–1431, 2010.

Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Lavender, S., and Castaing, P. : Spectral signature of highly turbid waters : Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations, Remote sensing of Environment, 81, 149–161, 2002.

Dumont, J.-F. and Garcia, F. : Active subsidence controlled by basement structures in the

Maranon basin of Northeastern Peru, in : Land subsidence, pp. 343–350, URL https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:34869, 1991.

Dumont, J.-F., Deza, E., and Garcia, F. : Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru, Journal of South American Earth Sciences, 4, 373–381, 1991.

Eaton, B. C. and Millar, R. G. : Optimal alluvial channel width under a bank stability constraint, Geomorphology, 62, 35–45, 2004.

Einstein, H. : Final report spawning grounds, University of California Hydrologic Engineering Laboratory, 16, 1965.

Einstein, H. A. : Formulas for the Transportation of Bed Load, 107, 561–577, https ://doi.org/10.1061/TACEAT.0005468, URL https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/TACEAT.0005468, publisher : American Society of Civil Engineers, 1942.

Engelhart, S. E. and Horton, B. P. : Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States, 54, 12–25, https ://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.09.013, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379111002927, 2012.

Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau, G., and Pombosa, R. : Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin) : Understanding the exceptional 2010 drought, 38, https ://doi.org/10.1029/2011GL047862, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL047862, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2011GL047862, 2011.

Espinoza, J. C., Marengo, J. A., Ronchail, J., Carpio, J. M., Flores, L. N., and Guyot, J. L. : The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin : the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient, 9, 124 007, https ://doi.org/10.1088/1748-9326/9/12/124007, URL https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/12/124007, publisher : IOP Publishing, 2014.

Espinoza Villar, J. C., Guyot, J. L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., de Oliveira, E., Ordoñez, J. J., and Vauchel, P. : Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004), 375, 297–311, https ://doi.org/10.

1016/j.jhydrol.2009.03.004, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940900153X, 2009a.

Espinoza Villar, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., and Vauchel, P. : Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador), 29, 1574–1594, https ://doi.org/10.1002/joc.1791, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1791, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.1791, 2009b.

Espinoza Villar, R., Martinez, J.-M., Le Texier, M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Meneses, P. R., and Oliveira, E. d. : A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images, 44, 45–54, https ://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981112001630, 2013.

Espinoza-Villar, R., Martinez, J.-M., Armijos, E., Espinoza, J.-C., Filizola, N., Dos Santos, A., Willems, B., Fraizy, P., Santini, W., and Vauchel, P. : Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000–2014), Comptes Rendus Geoscience, 350, 4–12, https ://doi.org/10.1016/j.crte.2017.05.001, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071317300469, 2018.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., and Bolaños, R. : How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin ?, 35, 515–518, https ://doi.org/10.1130/G23237A.1, URL https://doi.org/10.1130/G23237A.1, 2007.

Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Hermoza, W., Bolaños, R., Uyen, D., and Déramond, J. : Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru, 27, https ://doi.org/10.1029/2007TC002238, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007TC002238, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2007TC002238, 2008.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., and Barbarand, J. : The Nazca Ridge and Uplift of the Fitzcarrald Arch : Implications for Regional Geology in Northern South America, in : Amazonia : Landscape and Species Evolution, pp. 89–100, John Wiley

& Sons, Ltd, https ://doi.org/10.1002/9781444306408.ch6, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781444306408.ch6, section : Six _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/9781444306408.ch6, 2009.

Fabre, C., Sauvage, S., Tananaev, N., Noël, G. E., Teisserenc, R., Probst, J.-L., and Pérez, J. S. : Assessment of sediment and organic carbon exports into the Arctic ocean : The case of the Yenisei River basin, Water research, 158, 118–135, 2019.

Fabre, C., Sauvage, S., Guilhen, J., Cakir, R., Gerino, M., and Sánchez-Pérez, J. M. : Daily denitrification rates in floodplains under contrasting pedo-climatic and anthropogenic contexts : modelling at the watershed scale, 149, 317–336, https ://doi.org/10.1007/s10533-020-00677-4, URL https://doi.org/10.1007/s10533-020-00677-4, 2020.

FAO : Review of World Water Resources by Country, no. 23 in FAO Water Reports, FAO, URL https://www.fao.org/publications/card/en/c/Y4473E/, 2003a.

Faramarzi, M., Abbaspour, K. C., Vaghefi, S. A., Farzaneh, M. R., Zehnder, A. J., Srinivasan, R., and Yang, H. : Modeling impacts of climate change on freshwater availability in Africa, Journal of Hydrology, 480, 85–101, 2013.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., and Alsdorf, D. : The Shuttle Radar Topography Mission, 45, https ://doi.org/10.1029/2005RG000183, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005RG000183, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005RG000183, 2007.

Fassoni-Andrade, A. C. and Paiva, R. C. D. d. : Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon, 221, 94–107, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.038, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425718305005, 2019.

Fassoni-Andrade, A. C., Fleischmann, A. S., Papa, F., Paiva, R. C. D. d., Wongchuig, S., Melack, J. M., Moreira, A. A., Paris, A., Ruhoff, A., Barbosa, C., Maciel, D. A., Novo, E., Durand, F., Frappart, F., Aires, F., Abrahão, G. M., Ferreira-Ferreira, J., Espinoza, J. C., Laipelt, L., Costa, M. H., Espinoza-Villar, R., Calmant,

S., and Pellet, V. : Amazon Hydrology From Space : Scientific Advances and Future Challenges, 59, e2020RG000 728, https ://doi.org/10.1029/2020RG000728, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020RG000728, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020RG000728, 2021.

Fatras, C., Parrens, M., Luque, S. P., and Bitar, A. A. : Hydrological Dynamics of the Congo Basin From Water Surfaces Based on L-Band Microwave, 57, e2020WR027 259, https ://doi.org/10.1029/2020WR027259, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020WR027259, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020WR027259, 2021.

Federici, B. and Paola, C. : Dynamics of channel bifurcations in noncohesive sediments, Water Resources Research, 39, 2003.

Filizola, N. and Guyot, J. L. : The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon/L'utilisation des techniques Doppler pour la détermination du transport solide de l'Amazone, Hydrological Sciences Journal, 49, 143–153, 2004.

Fleischmann, A., Siqueira, V., Paris, A., Collischonn, W., Paiva, R., Pontes, P., Crétaux, J.-F., Bergé-Nguyen, M., Biancamaria, S., Gosset, M., Calmant, S., and Tanimoun, B. : Modelling hydrologic and hydrodynamic processes in basins with large semi-arid wetlands, 561, 943–959, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.041, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169418302944, 2018.

Fleischmann, A. S., Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Siqueira, V. A., Paris, A., Moreira, D. M., Papa, F., Bitar, A. A., Parrens, M., Aires, F., and Garambois, P. A. : Trade-offs between 1D and 2D regional river hydrodynamic models, n/a, e2019WR026 812, https ://doi.org/10.1029/2019WR026812, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019WR026812, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019WR026812, 2020.

Fleischmann, A. S., Papa, F., Fassoni-Andrade, A., Melack, J. M., Wongchuig, S., Paiva, R. C. D., Hamilton, S. K., Fluet-Chouinard, E., Barbedo, R., Aires, F., Al Bitar, A., Bonnet, M.-P., Coe, M., Ferreira-Ferreira, J., Hess, L., Jensen, K., McDonald, K., Ovando,

A., Park, E., Parrens, M., Pinel, S., Prigent, C., Resende, A. F., Revel, M., Rosenqvist, A., Rosenqvist, J., Rudorff, C., Silva, T. S. F., Yamazaki, D., and Collischonn, W. : How much inundation occurs in the Amazon River basin ?, 278, 113 099, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113099, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425722002139, 2022.

Fluet-Chouinard, E., Lehner, B., Rebelo, L.-M., Papa, F., and Hamilton, S. K. : Development of a global inundation map at high spatial resolution from topographic downscaling of coarse-scale remote sensing data, Remote Sensing of Environment, 158, 348–361, 2015.

Forget, P., Ouillon, S., Lahet, F., and Broche, P. : Inversion of reflectance spectra of nonchlorophyllous turbid coastal waters, Remote Sensing of Environment, 68, 264–272, 1999.

Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J. G., and Cazenave, A. : Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels, Remote Sensing of Environment, 99, 387–399, 2005.

Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J. S., Prigent, C., Rossow, W. B., and Seyler, F. : 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, https ://doi.org/https://doi.org/10.1029/2007JD009438, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007JD009438, 2008.

Frappart, F., Papa, F., Silva, J. S. d., Ramillien, G., Prigent, C., Seyler, F., and Calmant, S. : Surface freshwater storage and dynamics in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought, 7, 044 010, https ://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044010, URL https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044010, publisher : IOP Publishing, 2012.

Frappart, F., Blarel, F., Papa, F., Prigent, C., Mougin, E., Paillou, P., Baup, F., Zeiger, P., Salameh, E., Darrozes, J., Bourrel, L., and Rémy, F. : Backscattering signatures at Ka, Ku, C and S bands from low resolution radar altimetry over land, https ://doi.org/10.1016/j.asr.2020.06.043, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117720304774, 2020.

Frazier, P. and Page, K. : A reach-scale remote sensing technique to relate wetland inundation to river flow, 25, 836–849, https ://doi.org/10.1002/rra.1183, URL https:

//onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/rra.1183, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/rra.1183, 2009.

Frias, C., Abad, J., Mendoza, A., Paredes, J., Ortals, C., and Montoro, H. : Planform evolution of two anabranching structures in the Upper Peruvian Amazon River, Water Resources Research, 51, 2742–2759, 2015.

Fu, L.-L. and Cazenave, A. : Satellite altimetry and earth sciences : a handbook of techniques and applications, Elsevier, 2000a.

Fu, L. L. and Cazenave, A. : Satellite altimetry and Earth sciences : a handbook of techniques and applications, 2000b.

Fu, L.-L., Stammer, D., Leben, R. R., and Chelton, D. B. : Improved spatial resolution of ocean surface topography from the T/P-Jason-1 altimeter mission, 84, 241–248, https ://doi.org/10.1029/2003EO260002, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2003EO260002, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2003EO260002, 2003.

Garreaud, R., Vuille, M., and Clement, A. C. : The climate of the Altiplano : observed current conditions and mechanisms of past changes, 194, 5–22, https ://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018203002694, 2003.

Gassman, P. W., Reyes, M. R., Green, C. H., and Arnold, J. G. : The soil and water assessment tool : historical development, applications, and future research directions, Transactions of the ASABE, 50, 1211–1250, 2007.

Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J. L., Darozzes, J., and Bourrel, L. : Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia), 32, 230–248, https ://doi.org/10.1002/esp.1394, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.1394, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/esp.1394, 2007.

Getirana, A., Kumar, S., Girotto, M., and Rodell, M. : Rivers and Floodplains as Key Components of Global Terrestrial Water Storage Variability, 44, 10,359–10,368, https ://doi.org/10.1002/2017GL074684, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL074684, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL074684, 2017a.

Getirana, A., Peters-Lidard, C., Rodell, M., and Bates, P. D. : Trade-off between cost and accuracy in large-scale surface water dynamic modeling, Water Resources Research, 53, 4942–4955, https ://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017WR020519, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017WR020519, 2017b.

Getirana, A. C. V. and Paiva, R. C. D. : Mapping large-scale river flow hydraulics in the Amazon Basin, Water Resources Research, 49, 2437–2445, https ://doi.org/https://doi.org/10.1002/wrcr.20212, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wrcr.20212, 2013.

Getirana, A. C. V., Bonnet, M.-P., Filho, O. C. R., Collischonn, W., Guyot, J.-L., Seyler, F., and Mansur, W. J. : Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin : evaluation based on in situ and spatial altimetry data, 24, 3219–3236, https ://doi.org/10.1002/hyp.7747, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.7747, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.7747, 2010.

Getirana, A. C. V., Boone, A., Yamazaki, D., and Mognard, N. : Automatic parameterization of a flow routing scheme driven by radar altimetry data : Evaluation in the Amazon basin, 49, 614–629, https ://doi.org/10.1002/wrcr.20077, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wrcr.20077, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/wrcr.20077, 2013.

Gibbs, R. J. : The geochemistry of the Amazon River system : Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids, Geological Society of America Bulletin, 78, 1203–1232, 1967.

Gloor, M., Brienen, R. J. W., Galbraith, D., Feldpausch, T. R., SchöNgart, J., Guyot, J. L., Espinoza, J. C., Lloyd, J., and Phillips, O. L. : Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades, 40, 1729–1733, https ://doi.org/10.1002/

grl.50377, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013GeoRL..40.1729G, ADS Bibcode : 2013GeoRL..40.1729G, 2013.

Gloor, M., Barichivich, J., Ziv, G., Brienen, R., Schöngart, J., Peylin, P., Ladvocat Cintra, B. B., Feldpausch, T., Phillips, O., and Baker, J. : Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests, 29, 1384–1399, https ://doi.org/10.1002/2014GB005080, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014GB005080, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014GB005080, 2015.

Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H., and Broenkow, W. W. : Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight : comparison of ship determinations and CZCS estimates, Applied optics, 22, 20–36, 1983.

Goutte, C. and Gaussier, E. : A probabilistic interpretation of precision, recall and F-score, with implication for evaluation, in : Advances in Information Retrieval : 27th European Conference on IR Research, ECIR 2005, Santiago de Compostela, Spain, March 21-23, 2005. Proceedings 27, pp. 345–359, Springer, 2005.

Grass, A. : Sediment transport by waves and currents, University College, London, Department of Civil Engineering, 1981.

Green, W. H. and Ampt, G. : Studies on Soil Phyics., The Journal of Agricultural Science, 4, 1–24, 1911.

Grizzetti, B., Bouraoui, F., Granlund, K., Rekolainen, S., and Bidoglio, G. : Modelling diffuse emission and retention of nutrients in the Vantaanjoki watershed (Finland) using the SWAT model, Ecological Modelling, 169, 25–38, 2003.

Grizzetti, B., Bouraoui, F., and De Marsily, G. : Modelling nitrogen pressure in river basins : A comparison between a statistical approach and the physically-based SWAT model, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 30, 508–517, 2005.

Grusson, Y. : Modélisation de l'évolution hydroclimatique des flux et stocks d'eau verte et d'eau bleue du bassin versant de la Garonne, URL https://www.theses.fr/2016INPT0035, 2016.

Guilcher, A. : Pleistocene and holocene sea level changes, 5, 69–97, https ://doi.org/10.1016/0012-8252(69)90079-8, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012825269900798, 1969.

Guilhen, J., Al Bitar, A., Sauvage, S., Parrens, M., Martinez, J.-M., Abril, G., Moreira-Turcq, P., and Sánchez-Pérez, J.-M. : Denitrification and associated nitrous oxide and carbon dioxide emissions from the Amazonian wetlands, 17, 4297–4311, https ://doi.org/10.5194/bg-17-4297-2020, URL https://bg.copernicus.org/articles/17/4297/2020/, 2020.

Guilhen, J., Parrens, M., Sauvage, S., Santini, W., Mercier, F., Al Bitar, A., Fabre, C., Martinez, J.-M., and Sànchez-Pérez, J.-M. : Estimation of the Madeira floodplain dynamics from 2008 to 2018, Frontiers in Water, 4, https ://doi.org/10.3389/frwa.2022.952810, URL https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/frwa.2022.952810, 2022.

Guimberteau, M., Ducharne, A., Ciais, P., Boisier, J. P., Peng, S., De Weirdt, M., and Verbeeck, H. : Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the Amazon Basin, 7, 1115–1136, https ://doi.org/10.5194/gmd-7-1115-2014, URL https://gmd.copernicus.org/articles/7/1115/2014/, publisher : Copernicus GmbH, 2014.

Guyot, J. L., Jouanneau, J. M., and Wasson, J. G. : Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia), Journal of South American Earth Sciences, 12, 401–410, 1999.

Guyot, J. L., Filizola, N., and Laraque, A. : Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003, Sediment budgets, 1, 347–354, 2005.

Guyot, J.-L., Bazan, H., Fraizy, P., Ordonez, J. J., Armijos, E., and Laraque, A. : Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru : a first estimation, 2007.

Hager, W. H. : Gauckler and the GMS Formula, 127, 635–638, https ://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127:8(635), URL https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%290733-9429%282001%29127%3A8%28635%29, publisher : American Society of Civil Engineers, 2001.

Hall, A. C., Schumann, G. J.-P., Bamber, J. L., Bates, P. D., and Trigg, M. A. : Geodetic corrections to Amazon River water level gauges using ICESat altimetry, 48, https ://doi.org/10.1029/2011WR010895, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011WR010895, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2011WR010895, 2012.

Han, S.-C., Yeo, I.-Y., Alsdorf, D., Bates, P., Boy, J.-P., Kim, H., Oki, T., and Rodell, M. : Movement of Amazon surface water from time-variable satellite gravity measurements and implications for water cycle parameters in land surface models, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, https ://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010GC003214, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010GC003214, 2010.

Hanson, G. and Simon, A. : Erodibility of cohesive streambeds in the loess area of the midwestern USA, Hydrological processes, 15, 23–38, 2001.

Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A. : Reference crop evapotranspiration from temperature, Applied engineering in agriculture, 1, 96–99, 1985.

Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., and Lister, D. H. : Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset, 34, 623–642, https ://doi.org/10.1002/joc.3711, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014IJCli..34..623H, ADS Bibcode : 2014IJCli..34..623H, 2014.

Hartigan, J. A., Wong, M. A., et al. : A k-means clustering algorithm, Applied statistics, 28, 100–108, 1979.

Heckmann, T., Cavalli, M., Cerdan, O., Foerster, S., Javaux, M., Lode, E., Smetanová, A., Vericat, D., and Brardinoni, F. : Indices of sediment connectivity : opportunities, challenges and limitations, Earth-Science Reviews, 187, 77–108, 2018.

Hess, L. L., Melack, J. M., Affonso, A. G., Barbosa, C., Gastil-Buhl, M., and Novo, E. M. L. M. : Wetlands of the Lowland Amazon Basin : Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar, 35, 745–756, https ://doi.org/10.1007/s13157-015-0666-y, URL https://doi.org/10.1007/s13157-015-0666-y.

Hess, L. L., Melack, J. M., Novo, E. M., Barbosa, C. C., and Gastil, M. : Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, Remote sensing of environment, 87, 404–428, 2003a.

Hess, L. L., Melack, J. M., Novo, E. M. L. M., Barbosa, C. C. F., and Gastil, M. : Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, 87, 404–428, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2003.04.001, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425703002025, 2003b.

Hilker, T., Lyapustin, A. I., Tucker, C. J., Hall, F. G., Myneni, R. B., Wang, Y., Bi, J., Mendes de Moura, Y., and Sellers, P. J. : Vegetation dynamics and rainfall sensitivity of the Amazon, 111, 16 041–16 046, https ://doi.org/10.1073/pnas.1404870111, URL https://www.pnas.org/doi/full/10.1073/pnas.1404870111, publisher : Proceedings of the National Academy of Sciences, 2014.

Hill, A. F., Stallard, R. F., and Rittger, K. : Clarifying regional hydrologic controls of the Marañón River, Peru through rapid assessment to inform system-wide basin planning approaches, 6, 37, https ://doi.org/10.1525/elementa.290, URL https://doi.org/10.1525/elementa.290, 2018.

Hill, A. R. : Ground water flow paths in relation to nitrogen chemistry in the near-stream zone, 206, 39–52, https ://doi.org/10.1007/BF00018968, URL https://doi.org/10.1007/BF00018968.

Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., and Kanae, S. : Global flood risk under climate change, 3, 816–821, https ://doi.org/10.1038/nclimate1911, URL https://www.nature.com/articles/nclimate1911, number : 9 Publisher : Nature Publishing Group, 2013.

Hodges, B. R. : Challenges in Continental River Dynamics, 50, 16–20, https ://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.08.010, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815213001898, 2013.

Holvoet, K., Van Griensven, A., Gevaert, V., Seuntjens, P., and Vanrolleghem, P. A. : Modifications to the SWAT code for modelling direct pesticide losses, Environmental Modelling & Software, 23, 72–81, 2008.

Hoorn, C., Wesselingh, F., Ter Steege, H., Bermudez, M., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C., Figueiredo, J., et al. : Amazonia through time : Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity, science, 330, 927–931, 2010b.

Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., and Wolff, D. B. : The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales, 8, 38, https ://doi.org/10.1175/JHM560.1, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2007JHyMe...8...38H, ADS Bibcode : 2007JHyMe...8...38H, 2007.

Hunter, N. M., Bates, P. D., Horritt, M. S., and Wilson, M. D. : Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation : A review, Geomorphology, 90, 208–225, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.021, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X07001304, reduced-Complexity Geomorphological Modelling for River and Catchment Management, 2007.

Huntingford, C., Zelazowski, P., Galbraith, D., Mercado, L. M., Sitch, S., Fisher, R., Lomas, M., Walker, A. P., Jones, C. D., Booth, B. B. B., Malhi, Y., Hemming, D., Kay, G., Good, P., Lewis, S. L., Phillips, O. L., Atkin, O. K., Lloyd, J., Gloor, E., Zaragoza-Castells, J., Meir, P., Betts, R., Harris, P. P., Nobre, C., Marengo, J., and Cox, P. M. : Simulated resilience of tropical rainforests to CO2-induced climate change, 6, 268–273, https ://doi.org/10.1038/ngeo1741, URL https://www.nature.com/articles/ngeo1741, number : 4 Publisher : Nature Publishing Group, 2013.

Iribarne, M., Callot, P., Quevedo, C. D., Márquez, S., Castillo, E., Chung, J., Seminario, F., Ghiglione, M. C., Sempere, T., and Kelly, R. : Stratigraphy, structural styles, and hydrocarbon potential of the Ene Basin : an exploration opportunity in the sub-Andean fold-and-thrust belt of Peru, 2018.

Jaeger, K. L., Montgomery, D. R., and Bolton, S. M. : Channel and perennial flow initiation in headwater streams : management implications of variability in source-area size, Environmental Management, 40, 775–786, 2007.

Jansen, J. D. and Nanson, G. C. : Anabranching and maximum flow efficiency in Magela Creek, northern Australia, Water Resources Research, 40, 2004.

Jensen, K. and Mcdonald, K. : Surface Water Microwave Product Series Version 3 : A Near-Real Time and 25-Year Historical Global Inundated Area Fraction Time Series From Active and Passive Microwave Remote Sensing, 16, 1402–1406, https ://doi.org/10.1109/LGRS.2019.2898779, conference Name : IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 2019.

Jiang, L., Schneider, R., Andersen, O. B., and Bauer-Gottwein, P. : CryoSat-2 Altimetry Applications over Rivers and Lakes, 9, 211, https ://doi.org/10.3390/w9030211, URL https://www.mdpi.com/2073-4441/9/3/211, number : 3 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2017.

Julian, J. P. and Torres, R. : Hydraulic erosion of cohesive riverbanks, Geomorphology, 76, 193–206, 2006.

Junk, W. J., Bayley, P. B., Sparks, R. E., et al. : The flood pulse concept in river-floodplain systems, Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences, 106, 110–127, 1989.

Junk, W. J., Wantzen, K. M., RAP, and International Symposium on the Management of Large Rivers for Fisheries, S. . : The flood pulse concept : New aspects, approaches, and applications. An Update, URL https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=The+flood+pulse+concept%3A+New+aspects%2C+approaches%2C+and+applications.+An+Update&author=Junk%2C+W.J.&publication_year=2004, 2004.

Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Schöngart, J., Cohn-Haft, M., Adeney, J. M., and Wittmann, F. : A Classification of Major Naturally-Occurring Amazonian Lowland Wetlands, 31, 623–640, https ://doi.org/10.1007/s13157-011-0190-7, URL https://doi.org/10.1007/s13157-011-0190-7, 2011.

Júnior, J. L. S., Tomasella, J., and Rodriguez, D. A. : Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin, 129, 117–129, https ://doi.org/10.1007/s10584-015-1338-x, URL https://doi.org/10.1007/s10584-015-1338-x, 2015.

Kalinske, A. : Movement of sediment as bed load in rivers, Eos, Transactions American Geophysical Union, 28, 615–620, 1947.

Kalliola, R., Salo, J., Puhakka, M., Rajasilta, M., Häme, T., Neller, R. J., Räsänen, M. E., and Danjoy Arias, W. : Upper Amazon channel migration, Naturwissenschaften, 79, 75–79, 1992.

Kaser, G. and Osmaston, H. : Tropical glaciers, Cambridge University Press, 2002.

Kauffeldt, A., Wetterhall, F., Pappenberger, F., Salamon, P., and Thielen, J. : Technical review of large-scale hydrological models for implementation in operational flood forecasting schemes on continental level, 75, 68–76, https ://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.09.009, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815215300529, 2016.

Kendall, M. : Rank Correlation Methods, 4th Edition, Charles Griffin, London, 1975.

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M.-J., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., Juglea, S. E., Drinkwater, M. R., Hahne, A., Martín-Neira, M., and Mecklenburg, S. : The SMOS Mission : New Tool for Monitoring Key Elements ofthe Global Water Cycle, 98, 666–687, https ://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032, conference Name : Proceedings of the IEEE, 2010.

Kerr, Y. H., Al-Yaari, A., Rodriguez-Fernandez, N., Parrens, M., Molero, B., Leroux, D., Bircher, S., Mahmoodi, A., Mialon, A., Richaume, P., Delwart, S., Al Bitar, A., Pellarin, T., Bindlish, R., Jackson, T. J., Rüdiger, C., Waldteufel, P., Mecklenburg, S., and Wigneron, J. P. : Overview of SMOS performance in terms of global soil moisture monitoring after six years in operation, Remote Sensing of Environment, 180, 40–63, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.042, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425716300700, 2016.

Kim, H., Yeh, P. J.-F., Oki, T., and Kanae, S. : Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins, Geophysical Research Letters, 36, https ://doi.org/https://doi.org/10.1029/2009GL039006, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009GL039006, 2009.

Kirk, J. T. : Light and photosynthesis in aquatic ecosystems, Cambridge university press, 1994.

Kitoh, A., Endo, H., Krishna Kumar, K., Cavalcanti, I. F. A., Goswami, P., and Zhou, T. : Monsoons in a changing world : A regional perspective in a global context, 118, 3053–3065, https ://doi.org/10.1002/jgrd.50258, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jgrd.50258, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jgrd.50258, 2013.

Kodoatie, R. : Sediment Transport Relations in Alluvial Channels., Colorado State U, Web., 2000.

Kondolf, G. M., Boulton, A. J., O'Daniel, S., Poole, G. C., Rahel, F. J., Stanley, E. H., Wohl, E., Bång, A., Carlstrom, J., Cristoni, C., et al. : Process-based ecological river restoration : visualizing three-dimensional connectivity and dynamic vectors to recover lost linkages, Ecology and society, 11, 2006.

Kondolf, M. : Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining, 28, 225–243, https ://doi.org/10.1016/0169-2046(94)90010-8, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0169204694900108, 1994.

Krysanova, V. and Srinivasan, R. : Assessment of climate and land use change impacts with SWAT, 2015.

Lam, Q., Schmalz, B., and Fohrer, N. : Modelling point and diffuse source pollution of nitrate in a rural lowland catchment using the SWAT model, Agricultural Water Management, 97, 317–325, 2010.

Lammers, R. W. and Bledsoe, B. P. : Parsimonious sediment transport equations based on Bagnold's stream power approach, Earth Surface Processes and Landforms, 43, 242–258, 2018.

Lamotte, S. : Fluvial dynamics and succession in the lower Ucayali River basin, Peruvian Amazonia, 33-34, 141–156, https ://doi.org/10.1016/0378-1127(90)90189-I, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/037811279090189I, 1990.

Lane, E. W. : Importance of fluvial morphology in hydraulic engineering, Proceedings (American Society of Civil Engineers) ; v. 81, paper no. 745, 1955.

Laraque, A., Guyot, J., Seyler, P., and Filizola, N. : Dynamique hydrologique et géochimique de la rencontre des rios Solimões et Negro dans le bassin de l'Amazone, Ilha, 12, G11, 1997.

Laraque, A., Bricquet, J. P., Pandi, A., and Olivry, J. C. : A review of material transport by the Congo River and its tributaries, 23, 3216–3224, https ://doi.org/10.1002/hyp.7395, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.7395, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.7395, 2009.

Latrubesse, E. M. : Patterns of anabranching channels : The ultimate end-member adjustment of mega rivers, Geomorphology, 101, 130–145, 2008.

Latrubesse, E. M. and Franzinelli, E. : The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil, 44, 241–257, https ://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00177-5, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X01001775, 2002.

Latrubesse, E. M. and Restrepo, J. D. : Sediment yield along the Andes : continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts, Geomorphology, 216, 225–233, https ://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.007, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X14001925, 2014.

Latrubesse, E. M. and Stevaux, J. C. : The anavilhanas and mariuá archipelagos : fluvial wonders from the Negro River, Amazon Basin, Landscapes and landforms of Brazil, pp. 157–169, 2015.

Latrubesse, E. M., Amsler, M. L., de Morais, R. P., and Aquino, S. : The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics : The case of the Araguaia River, Geomorphology, 113, 239–252, 2009.

Lauer, J. W., Viparelli, E., and Piégay, H. : Morphodynamics and sediment tracers in 1-D (MAST-1D) : 1-D sediment transport that includes exchange with an off-channel sediment reservoir, Advances in Water Resources, 93, 135–149, 2016.

Lavado Casimiro, W. S., Labat, D., Ronchail, J., Espinoza, J. C., and Guyot, J. L. : Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last

40 years (1965–2007), 27, 2944–2957, https ://doi.org/10.1002/hyp.9418, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.9418, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.9418, 2013.

Lehner, B. and Döll, P. : Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands, Journal of hydrology, 296, 1–22, 2004.

Lewin, J. and Ashworth, P. J. : Defining large river channel patterns : alluvial exchange and plurality, Geomorphology, 215, 83–98, 2014.

Lewin, J. and Hughes, D. : Welsh floodplain studies : II. Application of a qualitative inundation model, 46, 35–49, https ://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90034-7, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169480900347, 1980.

Lewin, J., Ashworth, P. J., and Strick, R. J. : Spillage sedimentation on large river floodplains, Earth Surface Processes and Landforms, 42, 290–305, 2017.

Lima, L. S., Coe, M. T., Soares Filho, B. S., Cuadra, S. V., Dias, L. C. P., Costa, M. H., Lima, L. S., and Rodrigues, H. O. : Feedbacks between deforestation, climate, and hydrology in the Southwestern Amazon : implications for the provision of ecosystem services, 29, 261–274, https ://doi.org/10.1007/s10980-013-9962-1, URL https://doi.org/10.1007/s10980-013-9962-1, 2014.

Lininger, K. B. and Latrubesse, E. M. : Flooding hydrology and peak discharge attenuation along the middle Araguaia River in central Brazil, Catena, 143, 90–101, 2016.

Lopes, T. R., Zolin, C. A., Mingoti, R., Vendrusculo, L. G., Almeida, F. T. d., Souza, A. P. d., Oliveira, R. F. d., Paulino, J., and Uliana, E. M. : Hydrological regime, water availability and land use/land cover change impact on the water balance in a large agriculture basin in the Southern Brazilian Amazon, 108, 103 224, https ://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103224, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981121000717, 2021.

Lopez, T., Al Bitar, A., Biancamaria, S., Güntner, A., and Jäggi, A. : On the Use of Satellite Remote Sensing to Detect Floods and Droughts at Large Scales, 41, 1461–

1487, https ://doi.org/10.1007/s10712-020-09618-0, URL https://doi.org/10.1007/s10712-020-09618-0, 2020.

Loubens, G. and Panfili, J. : Estimation de l'âge individuel de Prochilodus nigricans (Teleostei, Prochilodidae) dans le Béni (Bolivie) : protocole d'étude et application, Aquatic Living Resources, 5, 41–56, 1992.

Luo, X., Li, H.-Y., Leung, L. R., Tesfa, T. K., Getirana, A., Papa, F., and Hess, L. L. : Modeling surface water dynamics in the Amazon Basin using MOSART-Inundation v1.0 : impacts of geomorphological parameters and river flow representation, 10, 1233–1259, https ://doi.org/10.5194/gmd-10-1233-2017, URL https://gmd.copernicus.org/articles/10/1233/2017/, publisher : Copernicus GmbH, 2017.

Ma, R. and Dai, J. : Investigation of chlorophyll-a and total suspended matter concentrations using Landsat ETM and field spectral measurement in Taihu Lake, China, International Journal of Remote Sensing, 26, 2779–2795, 2005.

Malhi, Y., Wood, D., Baker, T. R., Wright, J., Phillips, O. L., Cochrane, T., Meir, P., Chave, J., Almeida, S., Arroyo, L., Higuchi, N., Killeen, T. J., Laurance, S. G., Laurance, W. F., Lewis, S. L., Monteagudo, A., Neill, D. A., Vargas, P. N., Pitman, N. C. A., Quesada, C. A., Salomão, R., Silva, J. N. M., Lezama, A. T., Terborgh, J., Martínez, R. V., and Vinceti, B. : The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests, 12, 1107–1138, https ://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x, 2006.

Mann, H. B. : Nonparametric Tests Against Trend, Econometrica, 13, 245–259, URL http://www.jstor.org/stable/1907187, 1945.

Mansanarez, V., Le Coz, J., Renard, B., Lang, M., Pierrefeu, G., and Vauchel, P. : Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties, Water Resources Research, 52, 7424–7443, 2016.

Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Oyama, M. D., Sampaio de Oliveira, G., de Oliveira, R., Camargo, H., Alves, L. M., and Brown, I. F. : The Drought of Amazonia

in 2005, 21, 495–516, https ://doi.org/10.1175/2007JCLI1600.1, URL https://journals.ametsoc.org/jcli/article/21/3/495/31877/The-Drought-of-Amazonia-in-2005, publisher : American Meteorological Society, 2008.

Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., and Rodriguez, D. A. : The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region, 38, L12 703, https ://doi.org/10.1029/2011GL047436, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2011GeoRL..3812703M, ADS Bibcode : 2011GeoRL..3812703M, 2011.

Marinho, R. R., Harmel, T., Martinez, J.-M., and Filizola Junior, N. P. : Spatiotemporal Dynamics of Suspended Sediments in the Negro River, Amazon Basin, from In Situ and Sentinel-2 Remote Sensing Data, ISPRS International Journal of Geo-Information, 10, https ://doi.org/10.3390/ijgi10020086, URL https://www.mdpi.com/2220-9964/10/2/86, 2021.

Marinho, T., Filizola, N., Martinez, J.-M., Armijos, E., and Nascimento, A. : Suspended Sediment Variability at the Solimões and Negro Confluence between May 2013 and February 2014, Geosciences, 8, 265, https ://doi.org/10.3390/geosciences8070265, URL https://www.mdpi.com/2076-3263/8/7/265, number : 7 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2018.

Mark, B. G., McKenzie, J. M., and Gomez, J. : Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge : Callejon de Huaylas, Peru/Evaluation hydrochimique de la contribution évolutive de la fonte glaciaire à l'écoulement fluvial : Callejon de Huaylas, Pérou, Hydrological Sciences Journal, 50, 2005.

Marshak, S. : Earth : portrait of a planet vol 1, 2005.

Martinez, J.-M. and Le Toan, T. : Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data, 108, 209–223, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.012, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425706004585.

Martinez, J.-M., Bourgoin, L. M., Kosuth, P., Seyler, F., and Guyot, J.-L. : Analysis of multitemporal MODIS and landsat 7 images acquired over amazonian floodplains lakes

for suspended sediment concentrations retrieval., in : INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, vol. 3, pp. III–2122, 2003.

Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N., and Sondag, F. : Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data, CATENA, 79, 257–264, https ://doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.011, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816209001003, 2009.

Martinez Espinosa, C. : Modèle dynamique de dénitrification dans les zones humides naturelles à l'échelle mondiale, URL https://www.theses.fr/2021TOU30165, 2021.

Meade, R. H. : Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84, Tech. rep., US Geological Survey,, 1985.

Meade, R. H., Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. D. M., and Salati, E. : Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil, Science, 228, 488–490, 1985.

Meade, R. H., Rayol, J. M., Da Conceicão, S. C., and Natividade, J. R. : Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil, Environmental Geology and Water Sciences, 18, 105–114, 1991.

Mekonnen, M. M. and Hoekstra, A. Y. : Four billion people facing severe water scarcity, Science advances, 2, e1500 323, 2016.

Melack, J. M. and Hess, L. L. : Remote Sensing of the Distribution and Extent of Wetlands in the Amazon Basin, in : Amazonian Floodplain Forests : Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management, edited by Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Wittmann, F., Schöngart, J., and Parolin, P., Ecological Studies, pp. 43–59, Springer Netherlands, https ://doi.org/10.1007/978-90-481-8725-6_3, URL https://doi.org/10.1007/978-90-481-8725-6_3.

Mercier, F., Cazenave, A., and Maheu, C. : Interannual lake level fluctuations (1993–1999) in Africa from Topex/Poseidon : connections with ocean–atmosphere interactions over the Indian Ocean, 32, 141–163, https ://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00139-4, 2002.

Mercier, F., Picot, N., Lambin, J., Lombard, A., Dibarboure, G., Dufau, C., Carrere, L., Thibaut, P., Obligis, E., Labroue, S., et al. : Improved Jason-2 altimetry products for coastal zones and continental waters (PISTACH Project), in : AGU Fall Meeting Abstracts, vol. 2008, pp. G31B–0662, 2008.

Mercier, F., Rosmorduc, V., Carrere, L., and Thibaut, P. : Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook, Centre National d'Études Spatiales (CNES), Paris, France, 4, 2010.

Merritt, W. S., Letcher, R. A., and Jakeman, A. J. : A review of erosion and sediment transport models, Environmental modelling & software, 18, 761–799, 2003.

Mertes, L. A., Smith, M. O., and Adams, J. B. : Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images, Remote Sensing of Environment, 43, 281–301, 1993.

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

Mertes, L. A. K., Dunne, T., and Martinelli, L. A. : Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil, 108, 1089–1107, https ://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1089:CFGATS>2.3.CO;2, URL https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1089:CFGATS>2.3.CO;2, 1996.

Meyer-Peter, E. and Müller, R. : Formulas for bed-load transport, in : IAHSR 2nd meeting, Stockholm, appendix 2, IAHR, 1948.

Mialon, A., Coret, L., Kerr, Y. H., Sécherre, F., and Wigneron, J. P. : Flagging the Topographic Impact on the SMOS Signal, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46, 689–694, https ://doi.org/10.1109/TGRS.2007.914788, URL https://hal.science/hal-00297786, 2008.

Miller, R. L. and McKee, B. A. : Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations

of total suspended matter in coastal waters, Remote sensing of Environment, 93, 259–266, 2004.

Molinas, A. and Wu, B. : Transport of sediment in large sand-bed rivers, Journal of hydraulic research, 39, 135–146, 2001.

Molinier, M., Guyot, J.-L., de Oliveira, E., and Guimares, V. : Les régimes hydrologiques de l'Amazone et des ses affluents. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement., IAHS Publ, 238, 209–22, 1996.

Monegaglia, F., Zolezzi, G., Güneralp, I., Henshaw, A. J., and Tubino, M. : Automated extraction of meandering river morphodynamics from multitemporal remotely sensed data, Environmental Modelling & Software, 105, 171–186, https ://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.03.028, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815217309118, 2018.

Montazem, S., Garambois, P.-A., Calmant, S., Finaud-Guyot, P., Monnier, J., Medeiros Moreira, D., Minear, J. T., and Biancamaria, S. : Wavelet-Based River Segmentation Using Hydraulic Control-Preserving Water Surface Elevation Profile Properties, 46, 6534–6543, https ://doi.org/10.1029/2019GL082986, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL082986, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019GL082986, 2019.

Monteith, J. L. : Evaporation and environment, in : Symposia of the society for experimental biology, vol. 19, pp. 205–234, Cambridge University Press (CUP) Cambridge, 1965.

Montgomery, D. R. : Landscape dissection and drainage area-slope thresholds, Process models and theoretical geomorphology, 1994.

Morel, A. and Gentili, B. : Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem, Applied optics, 35, 4850–4862, 1996.

Morel, A. and Prieur, L. : Analysis of variations in ocean color 1, Limnology and oceanography, 22, 709–722, 1977.

Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., and Daggupati, P. : Hydrologic and water quality

models : Performance measures and evaluation criteria, Transactions of the ASABE, 58, 1763–1785, 2015.

Müller, M. : Dynamic time warping, Information retrieval for music and motion, pp. 69–84, 2007.

Nechad, B., Ruddick, K. G., and Park, Y. : Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters, Remote Sensing of Environment, 114, 854–866, 2010.

Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., and Williams, J. R. : 1.1 Overview of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) Model, Tier B, 8, 3–23, 2009.

Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., and Williams, J. R. : Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009, Tech. rep., Texas Water Resources Institute, 2011.

Nelson, N. C., Erwin, S. O., and Schmidt, J. C. : Spatial and temporal patterns in channel change on the Snake River downstream from Jackson Lake dam, Wyoming, Geomorphology, 200, 132–142, 2013.

Nicollet, G. and Uan, M. : Continuous free-surface flow over composite beds, 65, 21–30, https ://doi.org/10.1051/lhb/1979002, URL `https://www.tandfonline.com/doi/citedby/10.1051/lhb/1979002`, publisher : Taylor & Francis, 1979.

Nielsen, P. : Coastal bottom boundary layers and sediment transport, vol. 4, World scientific, 1992.

Noman, N. S., Nelson, E. J., and Zundel, A. K. : Review of Automated Floodplain Delineation from Digital Terrain Models, 127, 394–402, https ://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(2001)127:6(394), URL `https://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9496%282001%29127%3A6%28394%29`, publisher : American Society of Civil Engineers, 2001.

O'Brien, M. P. : Review of the theory of turbulent flow and its relation to sediment-transportation, Eos, Transactions American Geophysical Union, 14, 487–491, 1933.

Oeurng, C., Sauvage, S., and Sánchez-Pérez, J.-M. : Assessment of hydrology, sediment and particulate organic carbon yield in a large agricultural catchment using the SWAT model, Journal of Hydrology, 401, 145–153, 2011.

Oeurng, C., Cochrane, T. A., Arias, M. E., Shrestha, B., and Piman, T. : Assessment of changes in riverine nitrate in the Sesan, Srepok and Sekong tributaries of the Lower Mekong River Basin, Journal of Hydrology : Regional Studies, 8, 95–111, 2016.

Oliveira, A. M., Fleischmann, A. S., and Paiva, R. C. D. : On the contribution of remote sensing-based calibration to model hydrological and hydraulic processes in tropical regions, 597, 126 184, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126184, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169421002316, 2021.

Olivera, F., Valenzuela, M., Srinivasan, R., Choi, J., Cho, H., Koka, S., and Agrawal, A. : ARCGIS-swat : a geodata model and GIS interface for swat 1, JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 42, 295–309, 2006.

Ovando, A., Tomasella, J., Rodriguez, D. A., Martinez, J. M., Siqueira-Junior, J. L., Pinto, G. L. N., Passy, P., Vauchel, P., Noriega, L., and von Randow, C. : Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands, 5, 293–308, https ://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.004, URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581815001196, 2016.

Ovando, A., Martinez, J. M., Tomasella, J., Rodriguez, D. A., and von Randow, C. : Multi-temporal flood mapping and satellite altimetry used to evaluate the flood dynamics of the Bolivian Amazon wetlands, 69, 27–40, https ://doi.org/10.1016/j.jag.2018.02.013, URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0303243418301776, 2018.

Paca, V. H. d. M., Espinoza-Dávalos, G. E., Moreira, D. M., and Comair, G. : Variability of Trends in Precipitation across the Amazon River Basin Determined from the CHIRPS Precipitation Product and from Station Records, Water, 12, https ://doi.org/10.3390/w12051244, URL https://www.mdpi.com/2073-4441/12/5/1244, 2020.

Paiva, R. C. D., Collischonn, W., and Tucci, C. E. M. : Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach, 406, 170–181, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.007, URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411004045, 2011.

Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., de Gonçalves, L. G. G., Calmant, S., Getirana, A., and Santos da Silva, J. : Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon, 17, 2929–2946, https ://doi.org/10.5194/hess-17-2929-2013, URL https://hess.copernicus.org/articles/17/2929/2013/, publisher : Copernicus GmbH, 2013a.

Paiva, R. C. D., Collischonn, W., and Buarque, D. C. : Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon, 27, 333–346, https ://doi.org/10.1002/hyp.8425, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.8425, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.8425, 2013b.

Paiva, R. C. D. d., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., and Mendes, C. A. B. : Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, 49, 1226–1243, https ://doi.org/10.1002/wrcr.20067, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wrcr.20067, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/wrcr.20067, 2013c.

Papa, F., Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Rossow, W. B., and Matthews, E. : Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004, Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 115, 2010.

Papa, F., Frappart, F., Güntner, A., Prigent, C., Aires, F., Getirana, A. C. V., and Maurer, R. : Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993–2007, 118, 11,951–11,965, https ://doi.org/10.1002/2013JD020500, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JD020500, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013JD020500, 2013.

Pappenberger, F., Dutra, E., Wetterhall, F., and Cloke, H. L. : Deriving global flood hazard maps of fluvial floods through a physical model cascade, 16, 4143–4156, https ://doi.org/10.5194/hess-16-4143-2012, URL https://hess.copernicus.org/articles/16/4143/2012/, publisher : Copernicus GmbH, 2012.

Park, E. : Characterizing channel-floodplain connectivity using satellite altimetry : Mechanism, hydrogeomorphic control, and sediment budget, 243, 111 783, https ://doi.org/10.

1016/j.rse.2020.111783, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S003442572030153X, 2020.

Park, E. and Latrubesse, E. M. : Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data, 147, 232–242, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.013, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425714000844, 2014.

Park, E. and Latrubesse, E. M. : The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control, 198, 321–332, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.021, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425717302808, 2017.

Park, E. and Latrubesse, E. M. : A geomorphological assessment of wash-load sediment fluxes and floodplain sediment sinks along the lower Amazon River, 47, 403–406, https ://doi.org/10.1130/G45769.1, URL https://doi.org/10.1130/G45769.1, 2019.

Parrens, M., Al Bitar, A., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S., Crétaux, J.-F., Wigneron, J.-P., and Kerr, Y. : Mapping Dynamic Water Fraction under the Tropical Rain Forests of the Amazonian Basin from SMOS Brightness Temperatures, 9, 350, https ://doi.org/10.3390/w9050350, URL https://www.mdpi.com/2073-4441/9/5/350, number : 5 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2017.

Parrens, M., Bitar, A. A., Frappart, F., Paiva, R., Wongchuig, S., Papa, F., Yamasaki, D., and Kerr, Y. : High resolution mapping of inundation area in the Amazon basin from a combination of L-band passive microwave, optical and radar datasets, 81, 58–71, https ://doi.org/10.1016/j.jag.2019.04.011, URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0303243418307906, 2019.

Payraudeau, S. : Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens, Ph.D. thesis, ENGREF (AgroParisTech), 2002.

Peixoto, J. M. A., Nelson, B. W., and Wittmann, F. : Spatial and temporal dynamics of river channel migration and vegetation in central Amazonian white-water floodplains by remote-sensing techniques, Remote Sensing of Environment, 113, 2258–2266, 2009.

Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., and Belward, A. S. : High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes, 540, 418–422, https ://doi.org/10.1038/nature20584, 2016.

Pepin, E., Guyot, J. L., Armijos, E., Bazan, H., Fraizy, P., Moquet, J. S., Noriega, L., Lavado, W., Pombosa, R., and Vauchel, P. : Climatic control on eastern Andean denudation rates (Central Cordillera from Ecuador to Bolivia), Journal of South American Earth Sciences, 44, 85–93, https ://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.010, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981113000072, 2013.

Pfeffer, J., Seyler, F., Bonnet, M.-P., Calmant, S., Frappart, F., Papa, F., Paiva, R. C., Satgé, F., and Silva, J. S. D. : Low-water maps of the groundwater table in the central Amazon by satellite altimetry, 41, 1981–1987, https ://doi.org/10.1002/2013GL059134, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013GL059134, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013GL059134, 2014.

Pickens, A. H., Hansen, M. C., Hancher, M., Stehman, S. V., Tyukavina, A., Potapov, P., Marroquin, B., and Sherani, Z. : Mapping and sampling to characterize global inland water dynamics from 1999 to 2018 with full Landsat time-series, 243, 111 792, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111792, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425720301620, 2020.

Picouet, C., Hingray, B., and Olivry, J. C. : Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river : the Upper Niger river basin, Journal of Hydrology, 250, 19–39, https ://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00407-3, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169401004073, 2001.

Pilotto, I. L., Rodríguez, D. A., Tomasella, J., Sampaio, G., and Chou, S. C. : Comparisons of the Noah-MP land surface model simulations with measurements of forest and crop sites in Amazonia, 127, 711–723, https ://doi.org/10.1007/s00703-015-0399-8, URL https://doi.org/10.1007/s00703-015-0399-8, 2015.

Pinel, S., Bonnet, M.-P., S. da Silva, J., Sampaio, T., Garnier, J., Catry, T., Calmant, S., Fragoso, C. R. J., Moreira, D., Motta Marques, D., and Seyler, F. : Flooding Dynamics

Within an Amazonian Floodplain : Water Circulation Patterns and Inundation Duration, 56, https ://doi.org/10.1029/2019WR026081, URL https://hal.mines-ales.fr/hal-02514924, publisher : American Geophysical Union, 2020.

Plesca, I., Timbe, E., Exbrayat, J.-F., Windhorst, D., Kraft, P., Crespo, P., Vaché, K., Frede, H.-G., and Breuer, L. : Model intercomparison to explore catchment functioning : Results from a remote montane tropical rainforest, Ecological Modelling, 239, 3–13, 2012.

Poff, N. L. and Ward, J. : Physical habitat template of lotic systems : recovery in the context of historical pattern of spatiotemporal heterogeneity, Environmental management, 14, 629–645, 1990.

Poff, N. L., Allan, J. D., Bain, M. B., Karr, J. R., Prestegaard, K. L., Richter, B. D., Sparks, R. E., and Stromberg, J. C. : The natural flow regime, BioScience, 47, 769–784, 1997.

Poff, N. L., Olden, J. D., Merritt, D. M., and Pepin, D. M. : Homogenization of regional river dynamics by dams and global biodiversity implications, Proceedings of the National Academy of Sciences, 104, 5732–5737, 2007.

Pokhrel, Y. N., Fan, Y., Miguez-Macho, G., Yeh, P. J.-F., and Han, S.-C. : The role of groundwater in the Amazon water cycle : 3. Influence on terrestrial water storage computations and comparison with GRACE, 118, 3233–3244, https ://doi.org/10.1002/jgrd.50335, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jgrd.50335, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jgrd.50335, 2013.

Ponchaut, F. and Cazenave, A. : Continental lake level variations from Topex/Poseidon (1993–1996), 326, 13 – 20, https ://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83198-9, 1998.

Pouilly, M., Yunoki, T., Rosales, C., and Torres, L. : Trophic structure of fish assemblages from Mamoré River floodplain lakes (Bolivia), Ecology of Freshwater Fish, 13, 245–257, 2004.

Prigent, C., Jimenez, C., and Bousquet, P. : Satellite-Derived Global Surface Water Extent and Dynamics Over the Last 25 Years (GIEMS-2), 125, e2019JD030 711, https ://doi.org/10.1029/2019JD030711, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/

2019JD030711, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JD030711, 2020.

Pujol, L., Garambois, P.-A., Finaud-Guyot, P., Monnier, J., Larnier, K., Mosé, R., Biancamaria, S., Yesou, H., Moreira, D., Paris, A., and Calmant, S. : Estimation of multiple inflows and effective channel by assimilation of multi-satellite hydraulic signatures : The ungauged anabranching Negro river, 591, 125 331, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125331, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169420307915, 2020.

Raney, R. : The delay/Doppler radar altimeter, https ://doi.org/10.1109/36.718861, 1998.

Rathjens, H., Oppelt, N., Bosch, D. D., Arnold, J. G., and Volk, M. : Development of a grid-based version of the SWAT landscape model, 29, 900–914, https ://doi.org/10.1002/hyp.10197, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10197, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.10197, 2015.

Refsgaard, J. C. and Storm, B. : Construction, calibration and validation of hydrological models, Distributed hydrological modelling, pp. 41–54, 1996.

Restrepo, J. D., Kjerfve, B., Hermelin, M., and Restrepo, J. C. : Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin : the Magdalena River, Colombia, Journal of Hydrology, 316, 213–232, 2006.

Reuter, H. I., Nelson, A., and Jarvis, A. : An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data, International Journal of Geographical Information Science, 21, 983–1008, 2007.

Richey, J. E., Meade, R. H., Salati, E., Devol, A. H., Nordin Jr., C. F., and Santos, U. D. : Water Discharge and Suspended Sediment Concentrations in the Amazon River : 1982–1984, Water Resources Research, 22, 756–764, https ://doi.org/https://doi.org/10.1029/WR022i005p00756, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR022i005p00756, 1986.

Richey, J. E., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Victoria, R. L., Forsberg, B. R., Tancredi, A. C. N. S., and Oliveira, E. : Sources and routing of the Amazon River

Flood Wave, 3, 191–204, https ://doi.org/10.1029/GB003i003p00191, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GB003i003p00191, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/GB003i003p00191, 1989.

Righetti, M. and Lucarelli, C. : Resuspension phenomena of benthic sediments : The role of cohesion and biological adhesion, 26, 404–413, https ://doi.org/10.1002/rra.1296, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/rra.1296, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/rra.1296, 2010.

Robins, N. S. and Finch, J. W. : Groundwater flood or groundwater-induced flood ?, 45, 119–122, https ://doi.org/10.1144/1470-9236/10-040, URL https://qjegh.lyellcollection.org/content/45/1/119, publisher : Geological Society of London Section : Technical Notes, 2012.

Roche, M.-A., Fernandez Jauregui, C., Aliaga, A., Bourges, J., Cortes, J., Guyot, J.-L., Peña, J., and Rocha, N. : Water salt balances of the Bolivian Amazon., URL https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers15-10/010047192.pdf, 1991.

Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., and Darrozes, J. M. : Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia : The case study of the Arch of Iquitos (Peru), Tectonophysics, 399, 87–108, 2005a.

Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., and Hérail, G. : Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin, Earth and Planetary Science Letters, 239, 57–78, 2005b.

Ronchail, J. and Gallaire, R. : ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin, 26, 1223–1236, https ://doi.org/10.1002/joc.1296, URL https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1296, _eprint : https ://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.1296, 2006.

Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vauchel, P., Phillips, L., Castro, A., Guyot, J.-L., and de Oliveira, E. : Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon—Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans, 302, 223–238, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.07.005, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169404003816, 2005.

Ronchail, J., Espinoza, J. C., Drapeau, G., Sabot, M., Cochonneau, G., and Schor, T. : The flood recession period in Western Amazonia and its variability during the 1985–2015 period, 15, 16–30, https ://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.11.008, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581817303543, 2018.

Rosenqvist, J., Rosenqvist, A., Jensen, K., and McDonald, K. : Mapping of maximum and minimum inundation extents in the Amazon Basin 2014–2017 with ALOS-2 PALSAR-2 ScanSAR time-series data, Remote Sensing, 12, 1326, 2020.

Rosenthal, W., Srinivasan, R., and Arnold, J. : Alternative river management using a linked GIS-hydrology model, Transactions of the ASAE, 38, 783–790, 1995.

Rossetti, D., Zani, H., Cohen, M., and Cremon, É. : A Late Pleistocene–Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia, Sedimentary Geology, 282, 276–293, 2012.

Rouse, H. : Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence, Transactions of the American Society of Civil Engineers, 102, 463–505, 1937.

Rozo, M. G., Nogueira, A. C., and Truckenbrodt, W. : The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 1471–1488, 2012.

Rudorff, C. M., Melack, J. M., and Bates, P. D. : Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain : 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge, 50, 619–634, https ://doi.org/10.1002/2013WR014091, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013WR014091, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013WR014091, 2014.

Rufino, P. R., Gücker, B., Faramarzi, M., Boëchat, I. G., Cardozo, F. d. S., Santos, P. R., Zanin, G. D., Mataveli, G., and Pereira, G. : Evaluation of the SWAT Model for the Simulation of Flow and Water Balance Based on Orbital Data in a Poorly Monitored Basin in the Brazilian Amazon, 3, 1–18, https ://doi.org/10.3390/geographies3010001, URL https://www.mdpi.com/2673-7086/3/1/1, number : 1 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2023.

Runkel, R. L., Crawford, C. G., and Cohn, T. A. : Load Estimator (LOADEST) : A FORTRAN program for estimating constituent loads in streams and rivers, Tech. rep., 2004.

Ruzo, A. : The Boiling River : Adventure and Discovery in the Amazon, Simon and Schuster, google-Books-ID : bYK8BwAAQBAJ, 2016.

Ríos-Villamizar, E. A., Piedade, M. T. F., Junk, W. J., and Waichman, A. V. : Surface water quality and deforestation of the Purus river basin, Brazilian Amazon, 9, 81–88, https ://doi.org/10.1007/s40071-016-0150-1, URL https://doi.org/10.1007/s40071-016-0150-1, 2017.

Saatchi, S. S., Houghton, R. A., Dos Santos Alvalá, R. C., Soares, J. V., and Yu, Y. : Distribution of aboveground live biomass in the Amazon basin, 13, 816–837, https ://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01323.x, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2486.2007.01323.x, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1365-2486.2007.01323.x, 2007.

Sanchez-Pérez, J.-M., Vervier, P., Garabetian, F., Sauvage, S., Loubet, M., Rols, J.-L., Bariac, T., and Weng, P. : Nitrogen dynamics in the shallow groundwater of a riparian wetland zone of the Garonne, SW France : nitrate inputs, bacterial densities, organic matter supply and denitrification measurements, Hydrology and Earth System Sciences, 7, 97–107, 2003.

Santini, W. : Caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire du bassin de l'Ucayali (Pérou), par une approche intégrant réseau de mesures, télédétection et modélisation hydrologique, phdthesis, https ://doi.org/10.13140/RG.2.2.32547.60964, 2020.

Santini, W., Martinez, J.-M., Espinoza-Villar, R., Cochonneau, G., Vauchel, P., Moquet, J.-S., Baby, P., Espinoza, J.-C., Lavado, W., Carranza, J., and Guyot, J.-L. : Sediment budget in the Ucayali River basin, an Andean tributary of the Amazon River, 367, 320–325, https ://doi.org/10.5194/piahs-367-320-2015, URL https://piahs.copernicus.org/articles/367/320/2015/, 2015.

Santini, W., Camenen, B., Le Coz, J., Vauchel, P., Guyot, J.-L., Lavado, W., Carranza, J., Paredes, M. A., Pérez Arévalo, J. J., Arévalo, N., Espinoza Villar, R., Julien, F., and Martinez, J.-M. : An index concentration method for suspended load monitoring in large

rivers of the Amazonian foreland, 7, 515–536, https ://doi.org/10.5194/esurf-7-515-2019, URL https://esurf.copernicus.org/articles/7/515/2019/, 2019.

Savage, T. S. J., Pianosi, F., Bates, P., Freer, J., and Wagener, T. : Quantifying the importance of spatial resolution and other factors through global sensitivity analysis of a flood inundation model, 52, 9146–9163, https ://doi.org/10.1002/2015WR018198, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015WR018198, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2015WR018198, 2016.

Schmitt, R. J., Bizzi, S., and Castelletti, A. : Tracking multiple sediment cascades at the river network scale identifies controls and emerging patterns of sediment connectivity, Water Resources Research, 52, 3941–3965, 2016.

Schumm, S. A. : The fluvial system, URL https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=XF2016024872, publisher : New York, N.Y. (USA) Wiley-Interscience Pub.

Schuol, J., Abbaspour, K. C., Srinivasan, R., and Yang, H. : Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model, Journal of hydrology, 352, 30–49, 2008.

Schwatke, C., Dettmering, D., Bosch, W., and Seitz, F. : DAHITI – an innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-mission satellite altimetry, 19, 4345–4364, https ://doi.org/10.5194/hess-19-4345-2015, URL https://hess.copernicus.org/articles/19/4345/2015/, 2015.

Seyler, F., Calmant, S., Silva, J. S. d., Moreira, D. M., Mercier, F., and Shum, C. K. : From TOPEX/Poseidon to Jason-2/OSTM in the Amazon basin, 51, 1542–1550, https ://doi.org/10.1016/j.asr.2012.11.002, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117712006850, 2013.

Silva Junior, C. H., Pessôa, A. C., Carvalho, N. S., Reis, J. B., Anderson, L. O., and Aragão, L. E. : The Brazilian Amazon deforestation rate in 2020 is the greatest of the decade, Nature Ecology & Evolution, 5, 144–145, 2021.

Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Ruhoff, A. L., Pontes, P. R. M., Paris, A., Calmant, S., and Collischonn, W. : Toward continental hydrolo-

gic–hydrodynamic modeling in South America, 22, 4815–4842, https ://doi.org/10.5194/hess-22-4815-2018, URL https://hess.copernicus.org/articles/22/4815/2018/, publisher : Copernicus GmbH, 2018.

Sloan, P. G. and Moore, I. D. : Modeling subsurface stormflow on steeply sloping forested watersheds, Water Resources Research, 20, 1815–1822, 1984.

Smart, G. : Stage-discharge discontinuity in composite flood channels, Journal of hydraulic research, 30, 817–833, 1992.

Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., and Lawrimore, J. : Improvements to NOAA's Historical Merged Land Ocean Surface Temperature Analysis (1880 2006), 21, 2283, https ://doi.org/10.1175/2007JCLI2100.1, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2008JCli...21.2283S, ADS Bibcode : 2008JCli...21.2283S, 2008.

Sobrinho, R. L., Bernardes, M. C., Abril, G., Kim, J.-H., Zell, C. I., Mortillaro, J.-M., Meziane, T., Moreira-Turcq, P., and Sinninghe Damsté, J. S. : Spatial and seasonal contrasts of sedimentary organic matter in floodplain lakes of the central Amazon basin, 13, 467–482, https ://doi.org/10.5194/bg-13-467-2016, URL https://bg.copernicus.org/articles/13/467/2016/, 2016.

Sok, T., Ich, I., Tes, D., Chan, R., Try, S., Song, L., Ket, P., Khem, S., and Oeurng, C. : Change in Hydrological Regimes and Extremes from the Impact of Climate Change in the Largest Tributary of the Tonle Sap Lake Basin, Water, 14, 1426, 2022.

Sorribas, M. V., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., Beighley, E., Forsberg, B., and Costa, M. H. : Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin, 136, 555–570, https ://doi.org/10.1007/s10584-016-1640-2, URL https://doi.org/10.1007/s10584-016-1640-2, 2016.

Sorribas, M. V., de Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., and Collischonn, W. : Hydrological Tracking Model for Amazon Surface Waters, 56, e2019WR024 721, https ://doi.org/10.1029/2019WR024721, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019WR024721, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019WR024721, 2020.

Stanford, J. A., Lorang, M., and Hauer, F. : The shifting habitat mosaic of river ecosystems, Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie : Verhandlungen, 29, 123–136, 2005.

Strauch, M. and Volk, M. : SWAT plant growth modification for improved modeling of perennial vegetation in the tropics, 269, 98–112, https ://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.08.013, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304380013004134, 2013.

Strauch, M., Kumar, R., Eisner, S., Mulligan, M., Reinhardt, J., Santini, W., Vetter, T., and Friesen, J. : Adjustment of global precipitation data for enhanced hydrologic modeling of tropical Andean watersheds, Climatic Change, 141, 547–560, 2017.

Sun, X., Bernard-Jannin, L., Garneau, C., Volk, M., Arnold, J. G., Srinivasan, R., Sauvage, S., and Sánchez-Pérez, J. M. : Improved simulation of river water and groundwater exchange in an alluvial plain using the SWAT model, 30, 187–202, https ://doi.org/10.1002/hyp.10575, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.10575, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.10575, 2016.

Sun, X., Bernard-Jannin, L., Grusson, Y., Sauvage, S., Arnold, J., Srinivasan, R., and Sánchez Pérez, J. M. : Using SWAT-LUD model to estimate the influence of water exchange and shallow aquifer denitrification on water and nitrate flux, Water, 10, 528, 2018.

Syvitski, J. P. and Milliman, J. D. : Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean, The Journal of Geology, 115, 1–19, 2007.

Syvitski, J. P., Peckham, S. D., Hilberman, R., and Mulder, T. : Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean : a planetary perspective, Sedimentary Geology, 162, 5–24, 2003.

Tourian, M. J., Reager, J. T., and Sneeuw, N. : The Total Drainable Water Storage of the Amazon River Basin : A First Estimate Using GRACE, 54, 3290–3312, https ://doi.org/10.1029/2017WR021674, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2017WR021674, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2017WR021674, 2018.

Towner, J., Cloke, H. L., Zsoter, E., Flamig, Z., Hoch, J. M., Bazo, J., Coughlan de Perez, E., and Stephens, E. M. : Assessing the performance of global hydrological models for capturing peak river flows in the Amazon basin, 23, 3057–3080, https ://doi.org/10.5194/hess-23-3057-2019, URL https://hess.copernicus.org/articles/23/3057/2019/, publisher : Copernicus GmbH, 2019.

Trenberth, K. : Changes in precipitation with climate change, 47, 123–138, https ://doi.org/10.3354/cr00953, URL https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2011ClRes..47..123T, ADS Bibcode : 2011ClRes..47..123T, 2011.

Trenberth, K. E. and Olson, J. G. : An Evaluation and Intercomparison of Global Analyses from the National Meteorological Center and the European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 69, 1047–1057, URL https://www.jstor.org/stable/26225983, 1988.

Trigg, M. A., Wilson, M. D., Bates, P. D., Horritt, M. S., Alsdorf, D. E., Forsberg, B. R., and Vega, M. C. : Amazon flood wave hydraulics, 374, 92–105, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.004, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409003278, 2009.

Trigg, M. A., Bates, P. D., Wilson, M. D., Schumann, G., and Baugh, C. : Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River, 48, https ://doi.org/10.1029/2012WR011888, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012WR011888, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2012WR011888, 2012.

Trigg, M. A., Birch, C. E., Neal, J. C., Bates, P. D., Smith, A., Sampson, C. C., Yamazaki, D., Hirabayashi, Y., Pappenberger, F., Dutra, E., Ward, P. J., Winsemius, H. C., Salamon, P., Dottori, F., Rudari, R., Kappes, M. S., Simpson, A. L., Hadzilacos, G., and Fewtrell, T. J. : The credibility challenge for global fluvial flood risk analysis, 11, 094 014, https ://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094014, URL https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094014, publisher : IOP Publishing, 2016.

Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K. : Microwave remote sensing : Active and passive, Volume 2. Radar remote sensing and surface scattering and emission., 1982.

Vallejo-Bernal, S. M., Urrea, V., Bedoya-Soto, J. M., Posada, D., Olarte, A., Cárdenas-Posso, Y., Ruiz-Murcia, F., Martínez, M. T., Petersen, W. A., Huffman, G. J., and Poveda, G. : Ground validation of TRMM 3B43 V7 precipitation estimates over Colombia. Part I : Monthly and seasonal timescales, 41, 601–624, https ://doi.org/10.1002/joc.6640, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.6640, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.6640, 2021.

Van Rijn, L. C. : Sediment transport, part I : bed load transport, Journal of hydraulic engineering, 110, 1431–1456, 1984.

Vannote, R. L., Minshall, G. W., Cummins, K. W., Sedell, J. R., and Cushing, C. E. : The River Continuum Concept, 37, 130–137, https ://doi.org/10.1139/f80-017, URL https://cdnsciencepub.com/doi/abs/10.1139/f80-017, publisher : NRC Research Press.

Vauchel, P., Santini, W., Guyot, J. L., Moquet, J. S., Martinez, J. M., Espinoza, J. C., Baby, P., Fuertes, O., Noriega, L., Puita, O., Sondag, F., Fraizy, P., Armijos, E., Cochonneau, G., Timouk, F., de Oliveira, E., Filizola, N., Molina, J., and Ronchail, J. : A reassessment of the suspended sediment load in the Madeira River basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10years of data from the HYBAM monitoring programme, 553, 35–48, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.018, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169417304699, 2017.

Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Dias, P. L. S., and Zhang, C. : Toward a Unified View of the American Monsoon Systems, 19, 4977–5000, https ://doi.org/10.1175/JCLI3896.1, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/19/20/jcli3896.1.xml, publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate, 2006.

Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S. A., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J.-F., Dibarboure, G., Dubey, A. K., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P. K., Hamon, M., Jebri, F., Kumar, R., Morrow, R., Pascual, A., Pujol, M.-I., Rémy, E., Rémy, F., Smith, W. H. F., Tournadre, J., and Vergara, O. : The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from

the SARAL/AltiKa Altimetric Mission : Scientific Applications, 10, 163, https ://doi.org/10.3390/rs10020163, URL https://www.mdpi.com/2072-4292/10/2/163, 2018.

Verry, E. S., Dolloff, C. A., and Manning, M. E. : Riparian ecotone : a functional definition and delineation for resource assessment, Water, air and soil pollution : focus, 4, 67–94, 2004.

Villar, R. E., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazán, H., Vauchel, P., and Lavado, W. : The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins, Journal of hydrology, 444, 221–228, 2012.

Viparelli, E., Lauer, J. W., Belmont, P., and Parker, G. : A numerical model to develop long-term sediment budgets using isotopic sediment fingerprints, Computers & geosciences, 53, 114–122, 2013.

Vörösmarty, C. J., Moore III, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson, B. J., Rastetter, E. B., and Steudler, P. A. : Continental scale models of water balance and fluvial transport : An application to South America, 3, 241–265, https ://doi.org/10.1029/GB003i003p00241, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GB003i003p00241, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/GB003i003p00241, 1989.

Wagner, P., Kumar, S., Fiener, P., and Schneider, K. : Hydrological modeling with SWAT in a monsoon-driven environment : experience from the Western Ghats, India, Transactions of the ASABE, 54, 1783–1790, 2011.

Wahr, J. M. : Deformation induced by polar motion, 90, 9363–9368, https ://doi.org/10.1029/JB090iB11p09363, 1985.

Walcker, R., Corenblit, D., Julien, F., Martinez, J.-M., and Steiger, J. : Contribution of meandering rivers to natural carbon fluxes : Evidence from the Ucayali River, Peruvian Amazonia, 776, 146 056, https ://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146056, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969721011232, 2021.

Walter, M. T., Walter, M. F., Brooks, E. S., Steenhuis, T. S., Boll, J., and Weiler, K. : Hydrologically sensitive areas : Variable source area hydrology implications for water quality risk

assessment, 55, 277–284, URL https://www.jswconline.org/content/55/3/277, publisher : Soil and Water Conservation Society Section : Research, 2000.

Wang, J.-J. and Lu, X. : Estimation of suspended sediment concentrations using Terra MODIS : An example from the Lower Yangtze River, China, Science of the Total Environment, 408, 1131–1138, 2010.

Wei, X., Sauvage, S., Le, T. P. Q., Ouillon, S., Orange, D., Vinh, V. D., and Sanchez-Perez, J.-M. : A modeling approach to diagnose the impacts of global changes on discharge and suspended sediment concentration within the Red River Basin, Water, 11, 958, 2019.

White, A., Cannell, M. G. R., and Friend, A. D. : Climate change impacts on ecosystems and the terrestrial carbon sink : a new assessment, 9, S21–S30, https ://doi.org/10.1016/S0959-3780(99)00016-3, URL https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0959378099000163, place : Oxford Publisher : Elsevier Sci Ltd WOS :000083605400003, 1999.

Wilcock, P. R. : Critical Shear Stress of Natural Sediments, 119, 491–505, https ://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1993)119:4(491), URL https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%290733-9429%281993%29119%3A4%28491%29, publisher : American Society of Civil Engineers, 1993.

Williams, J. and Berndt, H. : Sediment yield prediction based on watershed hydrology, Transactions of the ASAE, 20, 1100–1104, 1977.

Wingham, D., Rapley, C., and Griffiths, H. : New techniques in satellite altimeter tracking systems., IGARRS '86 Symposium Zurich ; 8-11 Sept, ESA SP-254, 1986.

Wischmeier, W. H. : A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation, Soil Science Society of America Journal, 23, 246–249, 1959.

Wischmeier, W. H. and Smith, D. D. : Predicting rainfall erosion losses : a guide to conservation planning, 537, Department of Agriculture, Science and Education Administration, 1978.

Wittmann, F. and Junk, W. J. : The Amazon river basin, The Wetland book II : Distribution, description and conser-vation, pp. 1–16, 2016.

Wohl, E., Lane, S. N., and Wilcox, A. C. : The science and practice of river restoration, Water Resources Research, 51, 5974–5997, 2015.

Wohl, E., Lininger, K. B., and Baron, J. : Land before water : The relative temporal sequence of human alteration of freshwater ecosystems in the conterminous United States, Anthropocene, 18, 27–46, 2017.

Wolman, M. G. and Leopold, L. B. : River flood plains : Some observations on their formation, https ://doi.org/10.3133/pp282C, URL http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp282C, 1957.

Woo, H. S., Julien, P. Y., and Richardson, E. V. : Washload and Fine Sediment Load, 112, 541–545, https ://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1986)112:6(541), URL https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%290733-9429%281986%29112%3A6%28541%29, publisher : American Society of Civil Engineers, 1986.

Wood, E. F., Roundy, J. K., Troy, T. J., van Beek, L. P. H., Bierkens, M. F. P., Blyth, E., de Roo, A., Döll, P., Ek, M., Famiglietti, J., Gochis, D., van de Giesen, N., Houser, P., Jaffé, P. R., Kollet, S., Lehner, B., Lettenmaier, D. P., Peters-Lidard, C., Sivapalan, M., Sheffield, J., Wade, A., and Whitehead, P. : Hyperresolution global land surface modeling : Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water, 47, https ://doi.org/10.1029/2010WR010090, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010WR010090, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2010WR010090, 2011.

Wunsch, C. and Gaposchkin, E. M. : On using satellite altimetry to determine the general circulation of the oceans with application to geoid improvement, 18, 724–745, https ://doi.org/10.1029/RG018i004p00725, 1980.

Yadav, M. and Alam, M. A. : Dynamic time warping (dtw) algorithm in speech : a review, International Journal of Research in Electronics and Computer Engineering, 6, 524–528, 2018.

Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., and Oki, T. : A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model,

47, https ://doi.org/10.1029/2010WR009726, URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010WR009726, _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2010WR009726, 2011.

Yamazaki, D., Trigg, M. A., and Ikeshima, D. : Development of a global ~90m water body map using multi-temporal Landsat images, 171, 337–351, https ://doi.org/10.1016/j.rse.2015.10.014, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425715301656, 2015.

Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O'Loughlin, F., Neal, J. C., Sampson, C. C., Kanae, S., and Bates, P. D. : A high-accuracy map of global terrain elevations, 44, 5844–5853, https ://doi.org/10.1002/2017GL072874, URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL072874, _eprint : https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL072874, 2017.

Yang, C. T. et al. : Sediment transport : theory and practice, 1996.

Yen, B. C. : Open-channel flow equations revisited, Journal of the engineering mechanics division, 99, 979–1009, 1973.

Yuan, Y., Chen, Y.-P. P., Ni, S., Xu, A. G., Tang, L., Vingron, M., Somel, M., and Khaitovich, P. : Development and application of a modified dynamic time warping algorithm (DTW-S) to analyses of primate brain expression time series, BMC bioinformatics, 12, 1–13, 2011.

Zamora, G., Louterbach, M., and Arriola, P. : Chapter 12 - Structural controls along the Peruvian Subandes, in : Andean Tectonics, edited by Horton, B. K. and Folguera, A., pp. 333–362, Elsevier, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00015-0, URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128160091000150, 2019.

Zanobetti, D., Lorgeré, H., Preissmann, A., and Cunge, J. A. : Mékong Delta Mathematical Model Program Construction, 96, 181–199, https ://doi.org/10.1061/AWHCAR.0000013, URL https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/AWHCAR.0000013, publisher : American Society of Civil Engineers, 1970.

Zeng, N., Yoon, J.-H., Marengo, J. A., Subramaniam, A., Nobre, C. A., Mariotti, A., and Neelin, J. D. : Causes and impacts of the 2005 Amazon drought, 3, 014 002, https ://doi.org/10.1088/1748-9326/3/1/014002, URL https://doi.org/10.1088%2F1748-9326%2F3%2F1%2F014002, publisher : IOP Publishing, 2008.

Zhang, Z., Fluet-Chouinard, E., Jensen, K., McDonald, K., Hugelius, G., Gumbricht, T., Carroll, M., Prigent, C., Bartsch, A., and Poulter, B. : Development of the global dataset of Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M), 13, 2001–2023, https ://doi.org/10.5194/essd-13-2001-2021, URL https://essd.copernicus.org/articles/13/2001/2021/, publisher : Copernicus GmbH, 2021.

Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Manz, B., Tarnavsky, E., Lavado, W., and Guyot, J.-L. : A comparative performance analysis of TRMM 3B42 (TMPA) versions 6 and 7 for hydrological applications over Andean–Amazon river basins, Journal of Hydrometeorology, 15, 581–592, 2014.

Résumé — Les pressions anthropiques ont un impact de plus en plus significatif sur le climat à l'échelle de la planète venant accentuer encore les problématiques de la gestion de la ressource en eau ; tant au niveau de la quantité, que de la qualité. Le bassin versant de l'Amazone constitue un véritable laboratoire à ciel ouvert de ces perturbations liées aux activités humaines. D'une surface de plus de six millions de km^2, ce géant impose alors une approche intégrée afin de suivre de manière dynamique les flux d'eau et de matière en suspension échangés entre le cours d'eau et sa plaine d'inondation, en couplant la modélisation hydrologique et sédimentaire avec les données issues de la télédétection. Afin d'adresser ces questionnements, le modèle agro-hydro-environnemental à base physique SWAT a été adapté afin de prendre en compte l'effet de l'épanchement des crues. Celui-ci intègre dans un premier temps, des observations issues de la mission SMOS, offrant ainsi une délimitation plus réaliste des plaines d'inondation. Une revisite des modules hydrauliques présents dans les cours d'eau précédemment développés, et des formalismes de transports sédimentaires implémentés par défaut, ont été couplés avec un module de plaine d'inondation développé afin de modéliser une continuité des flux d'eau et de matière dans le réseau alluvial. Afin de calibrer et de valider le modèle développé, SWAT-FloodPlain, les données issues de l'altimétrie spatiale ont été utilisées et une méthodologie a été créée afin de spécifiquement valider les simulations dans les plaine d'inondation. Dans le cours d'eau, c'est ainsi plus de 1100/3800 stations virtuelles qui ont été implantées avec un R^2 moyen de 0,62 pour les stations Jason-2 et Jason-3 et un R^2 moyen de 0,75 pour les stations Sentinel-3A. En ce qui concerne les stations virtuelles pour la validation du module de plaine d'inondation, on dénombrera 840 stations Jason avec un R^2 moyen de 0,61 et 2570 stations Sentinel-3A dont le R^2 moyen et de 0,75. Ainsi, le stock en eau libre dans les plaines d'inondation du système amazonien s'élève en moyenne à 1800 km^3 par an, soit un tier du débit moyen à l'exutoire du bassin. Les bassins versants du Negro/Branco et du Madeira sont les principaux acteurs du stockage en eaux libres, avec respectivement 480 km^3 et 312 km^3 d'eau stockée chaque année, entre 2000 et 2018. Les dynamiques saisonnières d'inondation sont antagonistes entre les hémisphères Nord et Sud du bassin. La partie sédimentaire du modèle a été calibrée à l'aide des stations de mesure sur réseau SO-HyBAM sur une grande partie du bassin. De plus, la validation de la concentration en matières en suspension fines, retrouvée grâce à l'exploitation des images satellitaires MODIS, a été effectuée en plusieurs points clefs du bassin versant. Le module sédimentaire renvoie ainsi des résultats satisfaisants à la fois pour les stations de jaugeage in situ, que pour les stations virtuelles de qualité de l'eau : R^2 = 0,42, NSE = -0,73, pbiais = 55,44, RMSE = 762,21, KGE = 0,28 et RSR = 1,23 . Ceci a permis en outre de réactualiser les flux sédimentaires de l'ensemble du bassin versant, dont l'export à l'Océan s'élève à 624 Mt de matière fine par an. En parallèle, cet exercice a également été conduit au niveau des zones ripariennes où 8700 Mt de MES fines transitent chaque année par les plaines du bassin. Celles-ci sont en outre une source de MES fines de l'ordre de 17 Mt/an, soit 3% du flux total.

Abstract — Anthropogenic pressures have been having an increasingly significant impact on climate for the last decades, further exacerbating issues related to water resource management, both in terms of quantity and quality. The Amazon basin represents a fantastic case for observing these disturbances caused by human activities. With an area of over six million km^2, an integrated approach is required to dynamically monitor water and suspended sediment fluxes exchanged between the river channel and its floodplain, by coupling hydrological and sedimentary modelling with remote sensing observations. To address these issues, the physically-based agro-hydro-environmental model SWAT was adapted to account for the effect of flooding and floodplain dynamics. To begin with, it integrates observations from the SMOS mission, thus offering a more realistic delineation of the floodplains. Previous hydraulic modules present in the rivers, as well as the sediment transport formalisms implemented by default, were redesigned and coupled with a floodplain module developed in order to model a continuity of water and sediment fluxes alongside the alluvial network. To calibrate and to validate the developed model, SWAT-FloodPlain, altimetry data were used and a new methodology was created to specifically validate the simulations in the floodplain. In the river, more than 1100/3800 virtual stations were implemented with an average R^2 of 0.62 for the Jason-2 and Jason-3 stations and an average R^2 of 0.75 for the Sentinel-3A stations. Concerning the virtual stations located in floodplains, there are 840 Jason stations with a mean R^2 of 0.61 and 2570 Sentinel-3A stations with a mean R^2 of 0.75. As so, surface water storage in the floodplains of the Amazon basin is about 1800 km^3 per year, or one third of the average discharge at the basin outlet. The Negro/Branco and Madeira river basins are the main contributors in terms of water storage, with respectively 480 km^3 and 312 km^3 of water stored each year during the 2000-2018 period. Seasonal flood dynamics are in opposition between the Northern and Southern hemispheres of the basin. The sediment module was calibrated with the help of gauging stations on the SO-HyBAM network over a large part of the basin. In addition, validation of the concentration of fine suspended sediment, retrieved with the use of MODIS satellite images, was carried out at several key points in the catchment area. The sediment module returns satisfactory results for both the in situ gauging stations and the virtual water quality stations, with average indexes : R^2 = 0.42, NSE = -0.73, pbiais = 55.44, RMSE = 762.21, KGE = 0.28 et RSR = 1.23. This also allowed the updating of the sedimentary fluxes of the whole basin, with an export to the Ocean amounts to 624 Mt of fine material per year. This exercise was also carried out in the floodplains of the basin, where 8700 Mt of fine suspended sediment pass through the floodplains of the basin every year. These floodplains are also a source of about 17 Mt/year of fines suspended sediment, i.e. 3% of the total flow.